ZUR STRUKTURGEOLOGIE UND METAMORPHEN ENTWICKLUNG DES CAMPO-KRISTALLINS ZWISCHEN ETSCH UND NOCE

CHRISTIAN HENKEL

MÜNCHEN ~~198~~ 1984

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548306_0008

ZUR STRUKTURGEOLOGIE UND METAMORPHEN ENTWICKLUNG DES CAMPO-KRISTALLINS ZWISCHEN ETSCH UND NOCE

INAUGURAL-DISSERTATION
ZUR
ERLANGUNG DES DOKTORGRADES
DER
FAKULTÄT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN
DER
LUDWIG-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT MÜNCHEN

VORGELEGT VON

CHRISTIAN HENKEL

MÜNCHEN 1983

In Dankbarkeit gewidmet:

Prof. Dr. K. Schmidt, gest. 24. 1. 1983
Dr. med. K. Wolpert, gest. 18. 4. 1983

Herrn Prof.Dr. Klaus Weber-Diefenbach danke ich herzlich für seine Hilfe bei der Fertigstellung dieser Arbeit.

1.Berichterstatter:
Prof.Dr.K.Weber-Diefenbach

2.Berichterstatter:
Prof.Dr.L.Masch

Tag der mündlichen Prüfung:
29.Juni 1984

ZUSAMMENFASSUNG

Die Untersuchungen zur Strukturgeologie und metamorphen Entwicklung des östlichen Campo-Kristallins erbrachten folgende Ergebnisse:

1. Das Gebiet kann unterteilt werden in den Abschnitt zwischen Ötztal-Störung und Peio-Linie mit medium-grade metamorphen Gesteinen und einer schmalen low-grade metamorphen Quarzphyllit-Hülle und

2. den Bereich zwischen Peio-Linie und Judikarien Linie, welcher in sich durch die Rumo- und Rabbital- Störungslinien in einen high-grade metamorphen Abschnitt, einen medium bis high-grade metamorphen Abschnitt und einen medium bis high-grade metamorphen Abschnitt mit großräumiger steilachsiger Tektonik (Schlingen) unterteilt ist.

3. Die Ausbildung des Granat-Zonarbaus in den Gesteinen des Untersuchungsgebietes bestätigt deren polymetamorphen Charakter. Der Granat-Zonarbau liefert Hinweise auf eine prävariszische Metamorphose der Paragesteine mit mindestens medium-grade metamorphen Bedingungen.

4. Die geologische Entwicklungsgeschichte im östlichen Campo-Kristallin kann nach dem heutigen Kenntnisstand und den hier durchgeführten Untersuchungen wie folgt zusammengefaßt werden:

   Sedimentation präkambrischer bis kambrischer sandiger und toniger Abfolgen.
   Diese erlebten eine erste Metamorphose mit mindestens ordovizischem Alter.
   Ein SiO_2-reicher ordovizisch-silurischer Magmatismus lieferte die Edukte der heutigen Orthogneise.
   Eine zweiphasig verlaufende variszische Hauptmetamorphose erzeugte das heutige Schiefergefüge und die

"Schlingentektonik", schuf die heute sichtbaren medium und high-grade Paragenesen und führte zu einer lokalen Anatexis im Ultentalkamm.
Zum Abschluß der variszischen Petrogenese erfolgte ein saurer Plutonismus permischen Alters.
Eine vermutlich durch die alpidische Orogenese bewirkte Diaphthorese schuf in den Gesteinen typisch retrograde Paragenesen.
Mylonite und Pseudotachylite bildeten sich während und nach der Diaphthorese.
Die Injektion von Andesiten in der Oberkreide und Kluftfüllungen mit low-grade metamorphen Paragenesen sind die jüngsten geologischen Ereignisse im östlichen Campo-Kristallin.

INHALTSVERZEICHNIS

		Seite
1.	EINFÜHRUNG	7
1.1	Zielsetzung	7
1.2	Geologischer Rahmen	7
1.3	Frühere Bearbeiter	9
1.4	Methodik	12
1.5	Abkürzungen	15
2.	GEOLOGISCHER AUFBAU DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES	17
2.1	Überblick	17
2.2	Die Verbreitung der "mesozonalen" Paragneise und Glimmerschiefer	19
2.3	Die Quarzphyllit-Hülle	20
2.4	Die Zone der "katazonalen" Paragneise und Glimmerschiefer	20
3.	GESTEINSBESCHREIBUNG	22
3.1	"Mesozonale" Paragneise und Glimmerschiefer im Martell-, Rabbi- und nördlichen Ultental und andere, eingelagerte Gesteine	22
3.1.1	Glimmerschiefer im Martell-Tal	22
3.1.2	Glimmerschiefer im Peio-, Rabbi- und Ultental	24
3.1.3	Biotit-Muskovit-Gneise im Martell-Tal	25
3.1.4	Quarzite und Quarzitschiefer	26
3.1.5	Marmor	27
3.1.6	Kalkglimmerschiefer	29
3.1.7	Graphitschiefer	30
3.1.8	Amphibolit	31
3.1.9	Hornblendeschiefer	33
3.1.10	Andesit	34
3.1.11	Mikroklin-Augengneis	34
3.1.12	Der Marteller Pegmatit	36
3.1.13	Der Verdignana Granodioritgneis-Komplex	37

Seite

3.2 Die Quarzphyllit-Hülle zwischen Martell- und Ultental und die ihr eingelagerten Gesteine 38

3.2.1 Quarzphyllit 38

3.2.2 Chloritphyllit 39

3.2.3 Prasinit 41

3.2.4 Porphyroide 42

3.3 Gesteine der "Katazone" 43

3.3.1 Paragneise und Glimmerschiefer 43

3.3.1.1 Tremenesca-Gruppe und südöstlich der Rumo-Linie 43

3.3.1.2 Nordwestlich der Rumo-Linie 48

3.3.1.3 Gneismigmatit 51

3.3.2 Migmatit 53

3.3.3 Granoblastit 55

3.3.4 Marmor 58

3.3.5 Orthogneise 58

3.3.6 Campo Secco-Granitgneis 61

3.3.7 Pegmatit 62

3.3.8 Mikroklin-Augengneis 64

3.3.9 Amphibolit 65

3.3.10 Peridotit 68

3.3.11 Mylonite 70

4. METAMORPHOSEN 73

4.1 Einführung 73

4.2 Kristallisation und Deformation 74

4.2.1 Martell-Tal, nördliches Ultental und nordseitiges Cercena-Tal 74

4.2.1.1 Glimmerschiefer und Gneise 74

4.2.1.2 Quarz-Phyllite 76

4.2.1.3 Marteller Pegmatit und Amphibolite 77

4.2.2 Südliches Ultental, Bressimo- und Rabbital 78

Seite

4.2.2.1 Paragesteine 78

4.2.2.2 Orthogneise 80

4.2.2.3 Amphibolite 81

4.3 P-T Bedingungen der Metamorphosen 82

4.3.1 Martell-Tal, nördliches Ultental, Cercenatal ("Mesozone" nach ANDREATTA, 1952) 82

4.3.1.1 Hauptmetamorphose (Def1, Kr1) 82

4.3.1.2 Diaphthorese (Def2, Kr2) 85

4.3.2 Südliches Ultental, Bressimo- und Rabbital ("Katazone" nach ANDREATTA, 1952) 86

4.3.2.1 Hauptmetamorphose (Def1, Kr1) 86

4.3.2.2 Diaphthorese und Myloni-tisierung (Def2, Kr2 und Def3, Kr3) 95

4.4 Zusammenfassung 98

5. MESSUNGEN DES GRANAT-ZONARBAUS 101

5.1 Einführung 101

5.2 Probennahme 102

5.3 Messungen an Granat-Körnern aus der "Katazone" in: 104

5.3.1 Glimmerschiefern 104

5.3.2 Gneismigmatiten 106

5.3.3 Migmatiten 106

5.3.4 Granoblastiten (fein, hell) 108

5.3.5 Granoblastiten (massig, dunkel) 108

5.3.6 Peridotiten 109

5.4 Messungen an Granatkörnern aus der "Meso-zone" in: 110

5.4.1 Glimmerschiefern (Almandine 1. Generation) 110

5.4.2 Glimmerschiefern (Almandine 2. Generation) 112

5.4.3 Quarz-Phylliten 114

5.4.4 Zweiglimmergneisen (Arzkerwand) 114

Seite

5.5 Almandin-Zonarbau im östlichen Campo Kristallin - Übersicht der Bautypen und theoretische Erklärung 116

5.6 Zusammenfassung der Ergebnisse 122

6. TEKTONIK 123

6.1 Tektonischer Überblick 123

6.2 Tektonische Messungen 125

6.3 Zusammenfassung 135

7. DIE GEOLOGISCHE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DES ÖSTLICHEN CAMPO KRISTALLINS, VERSUCH EINER SYNTHESE 139

7.1 Heutiger Wissensstand 139

7.2 Neue Ergebnisse 144

7.3 Synthese 146

8. LITERATURVERZEICHNIS 151

1. EINFÜHRUNG

1.1 Zielsetzung

Die Bearbeitung eines zusammenhängenden Querprofils durch das östliche Campo Kristallin, von der Südrandstörung der Ötztal-Masse bis an die Judikarien-Linie, soll die komplexe Metamorphose der Gesteine im Martell-, Ulten-, Valle-, Bressimo-, Rabbi- und Peio-Tal und den Mechanismus ihrer Intrusivkörper klären und somit einen Beitrag zur geologischen Entwicklung dieses Gebietes leisten.

Von besonderem Interesse ist der Ultental-Abschnitt mit "tektonisch intrudierten" Granat-Pyroxeniten und granulitähnlichen Gesteinen. Es ist zu klären, ob hier eine "intrakrustale Sutur" vorliegt und ob diese mit variszischer oder auch alpidischer Lineament-Tektonik in Zusammenhang steht. Die gleiche Frage stellt sich im Hinblick auf die steilachsige Faltung, die in einzelnen Zonen des Campo Kristallin (Tremenesca, LeMandrie) entwickelt ist.

1.2 Geologischer Rahmen

Etwa 30 km westlich von Bozen, auf dem Gebiet der norditalienischen Provinzen Bozen und Trient, zwischen Laas, dem Ortler, Male und Meran lagern die metamorphen Gesteine des Campo Kristallins. Es ist ein Teil der südwestlichen Campo Decke, die nach TOLLMANN (1963) zum Ober- bzw. Mittelostalpin gerechnet wird. Das Campo Kristallin schließt südlich an das Ötztal-Kristallin an.
Im Süden wird es durch die Tonale Linie, im Südosten durch die Judikarien Linie vom Südalpin getrennt (Abb. 1).

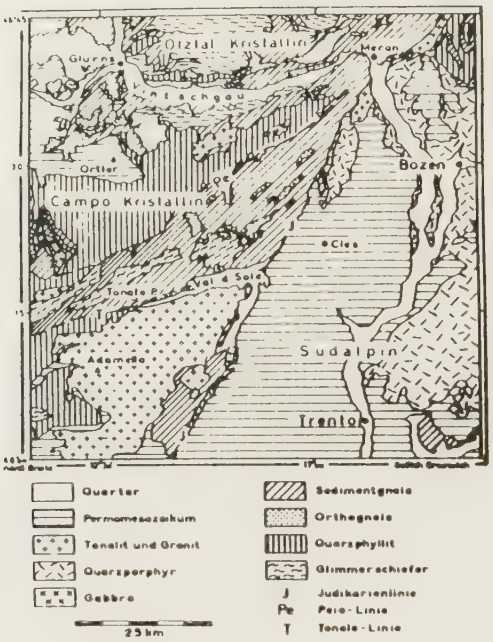


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte nach VETTERS (1922) und v. SEIDLEIN (1982)

Die SW-NE verlaufende Peio Linie (ANDREATTA, 1952) trennt die "low-medium grade" (WINKLER, 1978) metamorphen nordwestlichen Einheiten von den "medium-high grade" metamorphen im Südosten. Diese werden durch eine ebenfalls SW-NE verlaufende Störungsbahn, die Rumo-Linie, in einen "high grade" metamorphen nordwestlichen und einen "medium grade" metamorphen südöstlichen Abschnitt unterteilt (s.a. Abb. 4).

Im Westen sind die Gesteine des Campo Kristallins von mesozoischen Sedimenten überdeckt (Ortlermesozoikum).

Die polymetamorphen, altpaläozoischen Sedimente des Campo Kristallin wurden nach einer wahrscheinlich variszischen

strukturellen Prägung mit anderen Kristallindecken zusammen durch den alpidischen Deckenschub transportiert. Ihre ursprüngliche Lage ist nicht bekannt.

1.3 Frühere Bearbeitungen

STACHE beschreibt 1880 und 1881 das Gebiet zwischen Rabbi- und Ultental und erwähnt das Auftreten von Olivingesteinen.

1899 veröffentlicht HAMMER einen Aufsatz über: "Olivingesteine aus dem Nonsberg, Sulzberg und Ultenthal". 1902 folgt die Arbeit: "Die krystallinen Alpen des Ultenthales, Theil I: Das Gebiet nördlich der Faltschauer". 1903 erscheint die von der k. k. geologischen Reichsanstalt herausgegebene geologische Karte HAMMERs, Blatt Cles (1: 75 000). In dieser Karte ist das erste Mal genau die störungsgeprägte Tektonik des östlichen Campo Kristallins wiedergegeben. Es folgten fünf weitere Arbeiten über dieses Gebiet (siehe Literaturverzeichnis).

1935 veröffentlicht ANDREATTA seine Arbeit: "La formatione gneissico-kinzingitica e le oliviniti di Val d'Ultimo (Alto Adige)". Diese Veröffentlichung war der Beginn einer Reihe von Schriften über das Campo Kristallin.

SCHMIDEGG (1936) beschreibt als erster die großen tektonischen Strukturen u.a. der Tremenesca- und LeMandriegruppe in dem Aufsatz: "Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen" (Abb. 2).

1948 erscheint ein Artikel ANDREATTAs, in welchem das erste Mal die Peio Linie und ihre Mylonite beschrieben werden. In "Polymetamorphose und Tektonik in der Ortlergruppe" faßt ANDREATTA 1952 seine bisherigen Ergebnisse über dieses Gebiet zusammen. Hier findet sich auch die Unterteilung

Abb. 2 : Tektonische Übersichtskarte des S' Campo-Kristallins mit "Schlingentektonik" (SCHMIDEGG, 1936)

des östlichen Campo Kristallins in "Epi-, Meso- und Katazone". Er beschreibt zwischen Ultental und Tonale Linie fünf aufeinanderfolgende Metamorphosephasen:
Die erste Metamorphose in tieferem Krustenniveau ist demnach präherzynisch und bildet den ersten Abschnitt in der Geschichte der Paraschiefer und Amphibolite. Diese Phase ist von der Intrusion peridotitischer Magmen begleitet oder gefolgt.
Eine zweite Metamorphose im gleichen Krustenniveau gibt den Paraschiefern ein neues Gefüge und metamorphisiert die Peridotite. Granitisationen und Intrusionen basischer und saurer Magmen begleiten die herzynische Phase. Kinzigitisation setzt ein, das heißt, Kontaktmetamorphose der Paraschiefer durch eindringende Granitmagmen.
Auf die herzynische katazonale Phase ist die heute noch sichtbare Schieferung der Serie zurückzuführen. Granitisation und Kinzigitisation dauern weiter an (dritte Phase).
Die vierte Phase ist alpidisch und durch eine meso- bis epizonale Metamorphose charakterisiert. Alle Gesteine werden neuerlich deformiert und rekristallisieren zum Teil. Es entstehen Blastomylonite; Quarz, Feldspat, Biotit und Disthen kristallisieren granoblastisch. Die Prasinite vom Haus Teisser entstehen.
Kataklastische Erscheinungen und hydrothermale Vorgänge spielen sich in der fünften Phase unter epizonalen Bedingungen ab. Sie werden von Serizitisierungen und Chloritisierungen begleitet. In den Oliviniten bilden sich Serpentin und Talk.

Schon 1951 erschien zur obengenannten Arbeit ANDREATTAs Karte "Carta Geologica delle Tre Venezie" im Maßstab 1: 100 000. Diese berühmte "Cevedale Karte" war auch Grundlage meiner Arbeit. Es ist verblüffend, mit welcher Genauigkeit diese großmaßstäbliche Karte gezeichnet ist.

1953 veröffentlicht ANDREATTA den Aufsatz:

"Syntektonische und posttektonische magmatische Erscheinungen in der Ortlergruppe in Beziehung zum alpinen Magmatismus", und 1954
"La Val di Peio e la catena Vioz-Cevedale".
Ein Aktivitätsbericht der Jahre 1953 und 1954, der posthum 1955 erschien, faßte nocheinmal alle Arbeitsergebnisse ANDREATTAs zusammen.

1971 veröffentlicht BRENNEIS seine Dissertation über die Geochemie und Genese der Ultramafitite des Ultentalkamms. Über orientierte Granatentmischungen in Pyroxenen aus Olivingesteinen desselben Gebietes schreibt AMTHAUER et al. 1972.
MORTEN et al. beschreiben 1977 die Metamorphite im Val di Rumo. In dieser Schrift wird die Rumo Linie erstmals als Metamorphose-Grenze genannt.
Über die Genese der Ultramafitite aus dem Klapfberg-Tal (Val di Clappa) erscheint 1977 ein Artikel von HERZBERG et al. In dieser Arbeit wird eine Einteilung der Paragneise zwischen Peio- und Judikarienlinie einerseits und Rabbi und Proveis im SW und NE vorgenommen.
ROST & BRENNEIS (1978) behandeln die Ultramafitite des Ultentalkammes erneut. Sie konstruieren eine metamorphe Genese der Ultramafitite mittels der Keliphitisierung ihrer Granate (s.a. Kap. 3.3.10 der vorliegenden Arbeit).

1.4 Methodik

Grundlagen der Bearbeitung des östlichen Campo-Kristallins ist die geologische Kartierung und die tektonische Bestandsaufnahme im Arbeitsgebiet. Ein wertvolles Hilfsmittel zur Lösung der geologischen Probleme war die Petrographie. Aus 300 Proben aus dem Untersuchungsgebiet wurden 420 Gesteinsdünnschliffe zur lichtoptischen Untersuchung im unten genannten Institut in München angefertigt.

Die Modalanalysen entstanden unter dem Mikroskop mit einem Pointcounter (Firma SWIFT).
Der Anorthitgehalt der Feldspäte wurde, soweit möglich, mit Hilfe von Migrationskurven bestimmt (BURRI, PARKER & WENK, 1967 in TRÖGER, 1972).
56 Proben (Tab. 5) von sieben verschiedenen, granatführenden Gesteinen wurden auf ihren Gesamtchemismus untersucht. Diese Analysen konnten im Institut für allgemeine und angewandte Geologie der Ludwig-Maximilians-Universität in München mit Hilfe eines energiedispersiven RFA-Gerätes der Firma ORTEC (Typ TEFA 6111) gemessen werden. Als Referenzproben dienten Internationale Gesteinsstandards. Mittels eines Rechenprogrammes wurde eine Matrixkorrektur der gemessenen Intensitäten vorgenommen.
Anhand 50 Proben granatführender Paragesteine wurde der Zonarbau und der Chemismus von 185 Granat-Körnern mit Elektronenstrahlmikrosonden untersucht:
Zwei Geräte standen zur Verfügung: Mit einer CAMBRIDGE Mikrosonde, Typ GEOSCAN wurden im Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München 980 chemische Almandin-Profile (Line Scans) gemessen. Synthetische Almandine (Komposition nach DEER, HOWIE & ZUSMANN, 1966) fanden als Standards Verwendung, die Korrekturrechnung erfolgte durch ein Matrix-Korrekturprogramm nach RUCKLIDGE (1967). Ausführliche Beschreibung der Analysenbedingungen und Präparationsmethoden finden sich bei HENKEL (1979).
Mit einer vollautomatischen Mikrosonde vom Typ ARL-SEMQ im Mineralogischen Institut der Universität Innsbruck wurden vorwiegend quantitative Punktmessungen vorgenommen. Der steuernde Rechner verwendete das BENCE-ALBEE (1967)-Korrekturprogramm. Die genauen Meßbedingungen werden bei HOINKES (1978) beschrieben. Die geologischen Karten "MARTELL TAL" und "RABBI TAL" (1: 50 000) entstanden auf der Basis der topographischen Karten "Carta D'Italia-Scala 1: 50 000", Foglio N. 025 Rabbi und N. 042 Male.

Die Bereiche der geologischen Karten Martell- und Rabbital sind in Abb. 3 dargestellt.

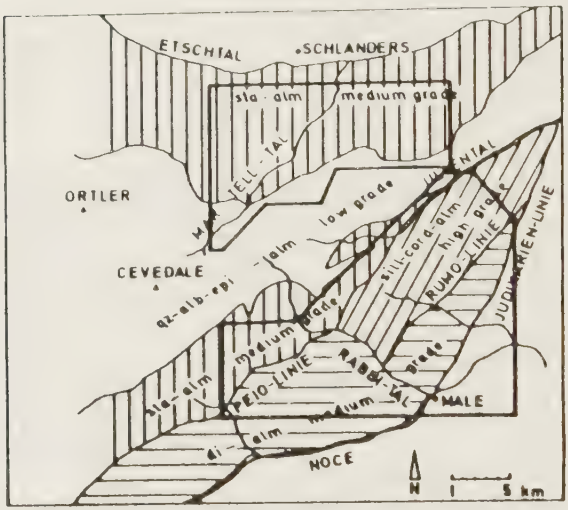


Abb. 3: Bereiche der geologischen Karten Martell Tal (oben) und Rabbi Tal (unten)

Folgende geologische Karten standen zur Verfügung und bildeten eine wertvolle Arbeitsgrundlage:
HAMMER's (1: 75 000) Blatt "Bormio-Tonale, Zone 20, Kol.III Österreichische Spezialkarte, 1912";
ANDREATTA's Blatt "Monte Cevedale" (1: 100 000), 1951, aus der Reihe "Carta Geologica delle Tre Venezie";
Eine Bearbeitung des Martell Tals (1: 25 000) und der Tremenesca-Gruppe (1: 10 000) des Verfassers von 1981 und 1979; und
weitere Kartierungen (1: 10 000) ausgewählter Gebiete im östlichen Campo Kristallin folgender Autoren:
MÜLLER, 1979; PUVOGEL, 1977; KONNERTH, 1977; HEMMERICH 1976; PFAFF, 1982; SCHÖNFELD, 1982; HACK, 1982; NIGGLI, 1982 und V. SEIDLEIN, 1982.

1.5 Abkürzungen

Akt	Aktinolith
Akz	Akzessorien
Alb	Albit
Alm	Almandin
An	Anortit
Bio	Biotit
Carb	Carbonat
Cc	Calzit
Chl	Chlorit
Cpx	Klinopyroxen
Ctd	Chloritoid
Cord	Cordierit
Di	Disthen
Epi	Epidot
Grt	Granat
Gbl	Hornblende
Hgl	Hellglimmer
Kfs	Kalifeldspat
Klz	Klinozoisit
Mus	Muskovit
Ol	Olivin
Olig	Oligoklas
Opx	Orthopyroxen
Plg	Plagioklas
Qz	Quarz
Seri	Serizit
Sil	Sillimanit
Sp	Spinell
Stau	Staurolith
Stil	Stilpnomelan
Tc	Talk
Tre	Tremolit
Turm	Turmalin
Zoi	Zoisit

P	Druck
sf	Hauptflächengefüge
T	Temperatur
Ø (0,5-1,5 mm)	Durchschnittlicher Mineral-Korndurchmesser in mm
$\bar{x}_n$	sind Durchschnittswerte von n Modalanalysen
PN	Periadriatische Naht

Modalanalysen anderer Autoren sind wie folgt bezeichnet:

CM = MÜLLER (1979)
EP = PUVOGEL (1978)
ES = SCHÖNFELD (1982)
HK = KONNERTH (1977)
ME = EFFLER (1981)
MH = HACK (1982)
MH* = HEMMERICH (1976)
MN = NIGGLI (1982)
PB = BÖHM (1980)
VS = v. SEIDLEIN (1982)

2. GEOLOGISCHER AUFBAU DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

2.1 Überblick

Der östliche Teil des Campo Kristallins wird im Norden von der Etschtal-Störung vom Ötztal-Kristallin getrennt. Im Süden, im Noce Tal und ab Male weiter nach Nordosten grenzt die Tonale- bzw. Judikarien-Linie das Campo Kristallin zu den mesozoischen Sedimentiten des Südalpins ab (Abb. 4).

Nach KLEBELSBERG (1935) gehören die Gesteine unmittelbar südlich der Etschtalstörung zur Vintschgauer Schieferzone. Als Hauptgesteine nennt er Phyllitgneise mit Granitgneiseinlagerungen, Granatphyllite, plagioklasführende Biotitglimmerschiefer und die "Laaser Gesteine", welche (s.a. HAMMER, 1905) aus Glimmerschiefern und Marmorlagern ("Laaser Marmor") bestehen. Als Hauptvorkommen granitischer Gesteine beschreibt KLEBELSBERG den im mittleren Martell-Tal anstehenden "Marteller Granit" (Name nach SUESS, 1925), der in der vorliegenden Arbeit "Marteller Pegmatit" genannt wird.
Das Gebiet der Vintschgauer Schieferzone und deren südliche Laaser Serie entspricht in Abb. 4 dem "Staurolith-Almandin medium grade"-Bereich.
Im "unmittelbaren, nicht scharf geschiedenen südlichen Anschluß an die Vintschgauer Schieferzone" beschreibt KLEBELSBERG die "Marteller Quarzphyllit-Zone". Diese entspricht in Abb. 4 dem "Quarz-Albit-Epidot-Almandin low grade" Bereich, oder der Quarzphyllit-Hülle.
In den oberen Gründen des Peio-, Rabbi- und Ultentales treten dann unter der Quarzphyllit-Hülle wieder die "Staurolith-Almandin medium grade" metamorphen Gesteine als schmaler Streifen bis zur Peio-Linie (Name nach ANDREATTA, 1952) zutage. Südlich der Peio-Linie finden sich noch metamorphe Paragneise und Glimmerschiefer, untergeordnet auch Orthogneise. HAMMER (1908) bezeichnet ihre Abfolge als "Peio-

Serie" und "Tonale-Serie" (HAMMER, 1911). Dieser Bereich zwischen Peio- und Tonale- bzw. Judikarien-Linie entspricht dem "Disthen-Almandin medium grade" und dem "Sillimanit-Cordierit-Almandin high grade"-Bereich in Abb. 4.

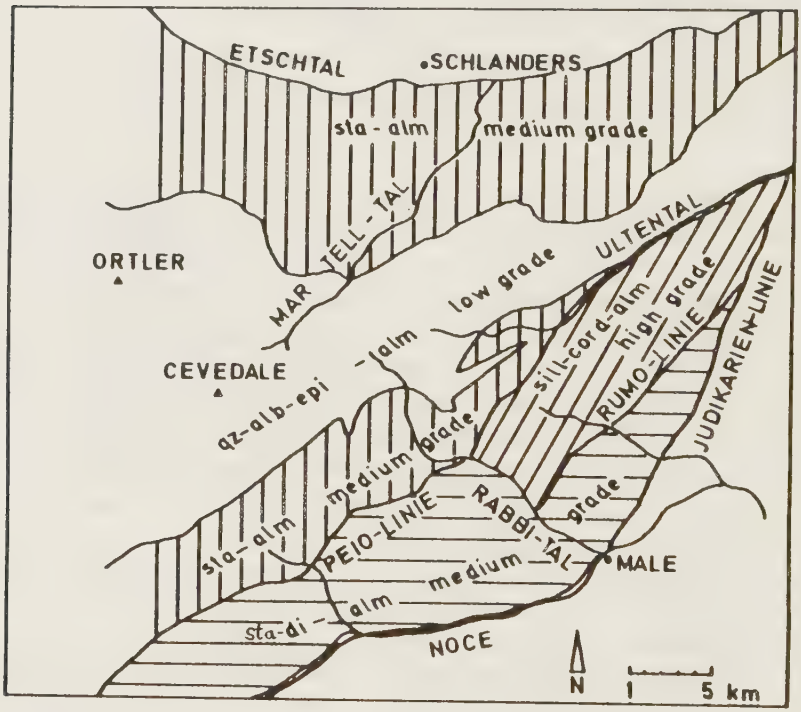


Abb. 4: Geologische Übersichtskarte des östlichen Campo Kristallin.

Quarz-Albit-Epidot-Almandin low grade-Bereich entspricht der Quarz-Phyllit-Hülle.
Staurolith-Almandin medium grade Bereich entspricht der "Mesozone" (n. ANDREATTA, 1952),
Staurolith- Disthen-Almandin medium grade und
Sillimanit-Cordierit-Almandin high grade entspricht der "Katazone (n. ANDREATTA, 1952).

Abkürzungen siehe S. 15.

ANDREATTA nennt in seiner Schrift "Polymetamorphose und Tektonik in der Ortler-Gruppe" von 1952 den Bereich zwischen Etschtal-Störung und Quarzphyllit-Hülle die "Gesteinsserie der mesozonalen Paragneise und Glimmerschiefer ("Stau-Alm-medium grade" metamorpher Bereich in Abb. 4).
Seinem südlich anschließenden "Quarzphyllit-Komplex" entspricht die Quarz-Phyllit-Hülle oder der "Quarz-Albit-Epidot-Almandin low grade"-Bereich.
ANDREATTA's "Gesteinsserie der katazonalen Paragneise und Glimmerschiefer" südlich der Peio-Linie werden in der vorliegenden Arbeit als "Stau-Alm medium grade"- und "Sill-Cord-Alm high grade"-Bereich bezeichnet (Abb. 4).

2.2 Die Verbreitung der "mesozonalen" Paragneise und Schiefer

Der Abschnitt nordwestlich der Peio-Linie, vom Gavia Pass im Westen bis nach St. Gertrud im Ultental, nach Norden begrenzt durch den Careser See, den Saent Pass und den Lago Fontana Bianca (Weißbrunner See) stellt die Verbreitung der "low-medium grade" metamorphen (WINKLER, 1978) Gneise und Schiefer dar.
Glimmerschiefer, z.T. granatführend, Zwei-Glimmergneise, Quarzite und Amphibolite sind in diesem Abschnitt die hauptsächlich auftretenden Gesteine. Als Einlagerungen seien der Verdignana-Granodioritkomplex und geringmächtige porphyritische Gänge genannt.
Parallel zur Etschtal-Linie erstreckt sich ein Streifen von "mesozonalen" Paragesteinen; diese verschwinden im Süden auf der Linie Zufritt-See (im Martell-Tal)-Hasenöhrl unter der Hülle der Quarzphyllite.
In den Hängen zwischen Martell- und Etschtal finden sich staurolithführende Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer, Marmor ("Laaser Marmor"), Amphibolite und Augengneise. Eingelagert in diesen Streifen ist der Marteller Pegmatit.

2.3 Die Quarzphyllit-Hülle

Die Quarzphyllite bilden einen sich nach Westen verbreiternden Fächer zwischen den oben genannten, mesozonalen Paragneisen und Schiefern im Norden und Süden.
Schmal in seiner Ausbreitung westlich oberhalb Merans, erreicht die Quarzphyllit-Hülle westlich des Zufritt-Sees schon eine Breite von zehn Kilometern und am Cevedale seine maximale Nord-Süd-Erstreckung von 20 km.
Es scheint sich um eine weitgespannte Synkline mit bis zu 60 ° steil einfallenden s-Flächen zu handeln, welche von Gestein mit höher metamorphem Charakter unterlagert wird, wie in Kapitel 2.2 angesprochen.

ANDREATTA (1952) vermutete, daß die Quarzphyllite einer "epimetamorphen" Fazies entsprächen, welche sich wohl aus demselben Ausgangsmaterial wie die "mesozonalen" Parageseine durch eine "Phyllonitisierung" entwickelt hat.
Die Quarzphyllite sind chlorit- und serizitreich und führen stark serizitisierte Feldspäte und chloritisierte Granate. Die Serien enthalten auch Quarzite, Marmor und Amphibolite. Eingelagert treten Granit, Pegmatit, Augengneis und Pophyroide auf.

2.4 Die Zone der "katazonalen" Glimmerschiefer und Paragneise

Vom Peio-Tal im Südwesten über das Rabbi-Tal, das Bressimo-Tal, die Ilmenspitze und den Hochwart, bis ins Marauntal im Nordosten erstreckt sich die Zone der hochmetamorphen medium- bis high-grade, nach WINKLER 1978) Gneise und Schiefer.
Sie bildet einen maximal 10 km breiten Streifen zwischen der Peio-Linie und den rechtsseitigen Hängen des Ulten-Tals im Nordwesten und der Tonale- und Judikarienlinie im Südosten. In der "Katazone" treten hauptsächlich Glimmerschie-

fer und Gneise auf. Diese können Sillimanit, Disthen, Staurolith und Almandin führen. Gneis-Migmatite und Migmatite, Granoblastite und Ultrabasit-Linsen kennzeichnen einen schmalen Streifen entlang der Rumo-Linie innerhalb der "Katazone". Amphibolite, Granodiorit, Pegmatit, Augengneis und Marmor ergänzen die vielfältige Gesteinsfazies des Gebietes zwischen Peio-Linie und Tonale- bzw. Judikarienlinie.

3. GESTEINSBESCHREIBUNG

3.1 "Mesozonale" Paragneise und Schiefer im Martell-, Rabbi- und nördlichen Ultental und andere, eingelagerte Gesteine

3.1.1 Glimmerschiefer im Martell-Tal

Vorkommen: Die Glimmerschiefer der linksseitigen Hänge des Martell-Tals werden beschrieben. Die Verbreitung reicht vom Zufritt-See nach Norden bis zur Lyfispitze und Laaser Scharte hinauf und nach Osten zur Schluderspitze bis unterhalb des Laaser Sattels.
Als Varietät können Staurolith- und Granat-Glimmerschiefer angesprochen werden. Die Übergänge sind fließend. Staurolith-Glimmerschiefer sind am häufigsten an der Weißwand, am Göflaner See und an der Orgelspitze zu finden; das Hauptvorkommen der granatführenden Varietät ist das Steinmanngasseloch und die obere Schichtlbergalm (s. a. Geologische Karte).

Beschreibung: Der Glimmerschiefer dieses Vorkommens ist ein grau bis silbriges, gut geschiefertes Gestein. Die Schieferflächen sind dicht mit bis zu 10 mm langen Hellglimmerschuppen besetzt. Auf Verwitterungsflächen können Staurolithe beobachtet werden, die häufig Durchkreuzungszwillinge bilden, die eine Länge bis zu 5 cm erreichen können. Im Bruch sind Querbiotite erkennbar. Granate sind bis zu einem Zentimeter Durchmesser gesproßt.

Mineralbestand:

Quarz 1	(Ø 0,01-2 mm)	Mosaik-Gefüge, gelängte Körner, deutlich undulös, zuweilen kataklastische Kornteilung.

Quarz 2	(Ø 0,01-0,1 mm)	Rekristallisationen.
Plagioklas	(Ø 0,1-1,5 mm)	An-Gehalt 15-25 %, mit Qz u. Hgl, poikiloblastisch.
Hellglimmer 1	(Ø -1,5 mm)	Nach Deformation häufig Ausbildung von Polygonalbögen
Hellglimmer 2	(Ø -0,3 mm)	Querglimmer
Biotit 1	(Ø 0,05-0,5 mm),	Biotit 2 als Querglimmer (Ø -2 mm)
Staurolith	(Ø 0,5-7 mm)	z.T. vollständig serizitisiert, meist Hellglimmersäume. Rotierte Innengefüge.
Granat 1	(Ø -1 cm)	zerbrochene, gelängte Körner, seltener rotiert; meist stark serizitisiert und von Chlorit-Säumen umgeben.
Granat 2	(Ø -0,4 mm)	meist idimorphe Kornform, sproßt übers Gefüge.
Chlorit	(Ø -2 mm)	retrograd aus Biotit und Granat
Chloritoid	(Ø -0,2 mm)	nadelige Kristalle, posttektonisch regellos gesproßt; auch als Umwandlungsprodukt aus Staurolith.
Erz	(Ø 0,1 mm)	als Leisten

Akzessorisch: Turmalin, Apatit, Zirkon, Epidot

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Hgl	Bi	Chl	Plg	Stau/ Serzit	Alm	Ctd	Ap	Erz
EP $\bar{x}$ 4	39	15	26	1	6	11	2	1	/	1
HK $\bar{x}$ 3	30	27	18	4	8	8	1	/	/	2
MH* $\bar{x}$ 4	39	31	19	1	2	7	1	1	/	/
12492	36	22	25	3	4	7	1	/	1	1
11907	30	16	6	24	1	19	3	/	1	/
11909	38	25	16	7	3	8	2	/	1	/

3.1.2 Glimmerschiefer im Peio-, Rabbi- und Ultental

Vorkommen: Glimmerschiefer bauen die linksseitigen Hänge des oberen Peio-Tals auf und streichen, vom Verdignana Granitkomplex durchbrochen, nach Osten weiter über die Nordhänge des Val Cercena, ins obere Rabbi-Tal und bis nach St. Gertrud im oberen Ultental. Hier verschwinden die Glimmerschiefer nach Norden unter der Quarzphyllit-Hülle. Die von Südwesten nach Nordwesten verlaufende Peio-Linie trennt die Glimmerschiefer von den im Südosten anstehenden katazonalen Paragneisen (s. a. Geologische Übersichtskarte Abb. 4).

Beschreibung: Der wechsellagernde (glimmer-quarzreicher) Glimmerschiefer ist ein dunkelgrün bis graues, klein- bis feinkörniges Gestein. Es ist meist fein gefaltet, die Wellenlängen betragen etwa einen Zentimeter. Die Schieferung ist eng und flaserig entwickelt; oft ist sie undeutlich ausgeprägt, so daß das Gestein massig erscheint.

Mineralbestand: Sowohl von der sedimentären Anlage her als auch durch tektonische Kornteilung sind diese Glimmerschiefer stark wechselkörnig. Die gesteinsbildenden Minerale besitzen meist ein lepidoblastisches Gefüge mit relikti-schen kristalloblastischen Teilgefügen (feingranulare Quarz-Hellglimmer-Chlorit-Gemenge).

Quarz	(Ø 0,02-2 mm)	meist im Implikationsgefüge mit
Albit	(Ø 0,1-0,6 mm)	
akt. Hornblende 1	(Ø 0,1-0,2 mm)	
akt. Hornblende 2	(Ø 0,9 mm)	quer zur Schieferung gesproßt
Biotit 1	(Ø 0,7 mm)	
Biotit 2	(Ø ~0,3 mm)	als Querglimmer
Hellglimmer	(Ø 0,1-0,3 mm)	
Klinozoisit	(Ø ~0,9 mm)	in hypidiomorpher Ausbildung, sproßt über Chlorit und Biotit hinweg

Granat 1	(Ø -0,5 mm)	tektonisch stark beansprucht
Granat 2	(Ø -0,2 mm)	idiomorph, sproßt übers Gefüge
Mg-Chlorit		
Akzessorisch:	Opakerz, Zirkon, Apatit, Rutil, Epidot, Cassiterit, Turmalin, Sphalerit	

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Hgl	Bi	Chl	Plg	Serzit	Stau	Alm	Erz
12464	48	22	2	13	2	9	1	2	1
11922	40	30	15	2	4	4	2	2	1
PB $\bar{x}$ 4	26,9	22,6	8,6	1,0,2	15,1	Hbl4,1	/	6,2	Akz.2,8

3.1.3 Biotit-Muskovitgneise im Martell-Tal

Vorkommen: Biotit-Muskovitgneise sind das Rahmengestein des Marteller Pegmatit-Granit. Dieser zerlegte die Gneise in seinem Randbereich in Schollen und sf-parallele Bänder. Auf der nördlichen Seite des Martell-Tals erreicht die Mächtigkeit der Biotit-Muskovitschiefer maximal 150 m, auf der südlichen Seite jedoch, südöstlich an die Granit-Intrusion anschließend, zieht er als bis zu 2 km mächtiges Band nach Osten über das Hasenöhrl bis zum Kuppelwieser Granit hinüber.

Beschreibung: Das Gestein hat eine graue bis dunkelgraue Farbe, durch Verwitterung auch rotbraun. Die Schieferung liegt je nach Quarz-Gehalt im mm- bis ein Zentimeter-Bereich. Die sf-Flächen weisen eine Wellung auf; auf den Flächen sind Biotittäfelchen zu erkennen.

Mineralbestand:

Quarz	(Ø 0,01-2 mm)	stark undulös, beginnende kataklastische Kornteilung. Übergang vom Mosaik- zum Implikationsgefüge.
Hellglimmer 1	(Ø 0,01-3,5 mm)	
Hellglimmer 2		Querglimmer, selten

Plagioklas	(Ø 0,1-2 mm)	An-Gehalt 5-12 %, meist stark serizitisiert.
Granat 1	(Ø 0,1-1 mm)	stark umgewandelt in Biotit und Chlorit
Granat 2	(Ø 0,08-0,1 mm)	idimorph, teilweise auch als Rekristallisation in Granat 1
Biotit 1	(Ø 0,02-1,4 mm)	
Biotit 2		Querbiotit
Chlorit	(Ø 0,02-0,3 mm)	meist Klinochlor
Klinozoisit	(Ø 0,01-0,5 mm)	

Akzessorisch: Turmalin, Apatit, Zirkon, Erz

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Hgl	Bi	Chl	Plg	Alm	Turm	Erz	
EP $\bar{x}$ 6	54	18	17	3	6	1	/	1	
HK $\bar{x}$ 2	38	22	19	8	10	/	/	1	Titanit 2
MH $\bar{x}$ 2	52	26	13	2	1	4	/	1	

3.1.4. Quarzite und Quarzitschiefer

Vorkommen: Im linksseitigen Martell-Tal, im Rosim- und Schludertal bilden die Quarzite und Qzarzitschiefer 5-50 m mächtige Lagen. Peripher zum Marteller Pegmatit-Granit treten sie auch unterhalb der Wurmentgrube 150 m mächtig auf. Die Granitapophysen rund um die Morteralm und den unteren Flimsee werden von mehreren etwa 50 m mächtigen, bis zu 1 km langen Quarzit-Bändern begleitet.

Beschreibung: Die Quarzite, beziehungsweise die Quarzitschiefer sind dichte, schwach geschieferte Gesteine. Sie sind von dünnen (1 mm - 10 cm) Biotit-Muskovit-Schieferlagen durchsetzt. Die Gesteinsfarbe ist grau bis graugrün.

Mineralbestand:

Quarz	(Ø 0,03-0,1 mm)	stark undulös, beginnende Kataklase, Übergang vom Mosaik- zum Implikationsgefüge
Hellglimmer 1	(Ø 0,01-0,4 mm)	
Hellglimmer 2		Querglimmer
Biotit 1	(Ø 0,03-0,2 mm)	
Biotit 2		Querglimmer
Plagioklas	(Ø 0,1-0,3 mm)	
Granat	(Ø 0,1-0,3 mm)	gelängt in sf, sonst kaum beansprucht
Klinozoisit	(Ø 0,2-0,4 mm)	säulenförmige Kristalle, parallel zur Schieferung eingeregelt
Turmalin	(Ø 0,08-0,15 mm)	

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Hgl	Plg	Turm	Erz	Bio
6590	70	18	10	1	1	-
7667	73	20	-	-	1	Chl 4
HK $\bar{x}$ 3	69	17	11	-	-	Bio 2
MH* $\bar{x}$ 2	69	8	15	7	-	Bio 1

3.1.5 Marmor

Vorkommen: Im Gebirge zwischen Plima und Etsch finden wir Marmorbänder von 1 bis 5 m Mächtigkeit im hinteren Rosim- und Schludertal, in der Lorchenwand und am Lorchenwandgrat. Von der Jennwand in ENE Richtung bis zum Laaser Sattel ziehen bis zu 100 m mächtige, in die Serie der Kalkglimmerschiefer (siehe auch dort!) eingebettete Marmor-Lagen. Ein weiteres Band verläuft südlich des Göflaner Sees. In den Göflaner Steinbrüchen wird der "Laaser Marmor" abgebaut. Im rechtsseitigen Martell-Tal tritt Marmor nur als

geringmächtiges (50 cm) Vorkommen zwischen Morteralm und Großbodenkar auf.
Südlich und südöstlich des Hasenöhrls und südlich des Arzkersees am Muteck zeichnen eine Vielzahl von dünnen (max. Mächtigkeit 10 m) Marmorbändern die Grenze zu der südlich angrenzenden Quarzphyllit-Hülle. Die Marmorbänder wechsellagern hier im 50 m-Bereich mit Amphiboliten.

Beschreibung:
Der Marmor im o.g. Bereich ist ein weißes, zuckerkörniges Gestein. Er führt stellenweise feine, graphitische Lagen. Eingelagert treten auch Amphibolit- und Chloritschnüre auf. Eine starke interne Verfaltung ist erkennbar, die auf plastisches Verhalten während der Metamorphose zurückzuführen ist.

Mineralbestand:

Calcit	(Ø 0,01-0,05 mm	in der Matrix,
	Ø 0,2 -1,0 mm	bei Idioblasten) deutlich ausgeprägtes Polygonalgefüge, Körner meist mit polysynthetischen Lamellen.
Dolomit	(Ø 0,2-1,0 mm)	häufig Druckverzwillingung, Kristalle regellos verteilt. Dolomitlagen treten auch im Wechsel mit Calcitlagen auf.
Quarz	(Ø 0,1-0,2 mm)	einzelne, gerundete Körner, aber auch Kornanhäufungen mit mosaikartigem Gefüge und undulöser Auslöschung.
Plagioklas	(Ø 0,1-0,2 mm)	
Akzessorisch:	Hellglimmer, Biotit, Tremolit, Titanit, Chlorit, Diopsid und Opakerz.	

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Cc	Do	Qz	Hgl	Bio	Erz	Akz
HK $\bar{x}$ 4	76	18	3	-	-	1	2
CM 8399	96	-	1,5	1,5	-	1	-
12466	95	-	2	1	-	1	1

3.1.6. Kalkglimmerschiefer

Vorkommen: Wie im vorhergehenden Kapitel beschrieben, wechsellagern die Kalkglimmerschiefer zwischen Jennwand und Laaser Sattel mit den Marmoren. Zwei Bänder, etwa 60 und 90 Meter mächtig, können gegen den Marmor abgegrenzt werden.

Beschreibung:
Das Gestein erscheint weißlich-grau, grünlich oder hellbraun, je nach Verhältnis von Calcit, Silikat, Glimmern und Amphibolit. Dolomit scheint wegen des hohen Kieselsäureanteils in diesen "silikatreichen Marmoren" vollständig in Tremolit oder Diopsid umgewandelt zu sein.

Mineralbestand:

Calcit	(Ø 0,2-0,3 mm)	Polygonpflaster, Körner mit polysynthetischen Zwillingslamellen, postkristallin deformiert.
Quarz	(Ø 0,02-0,2 mm)	kataklastische Kornteilung sichtbar, Körner stark undulös auslöschend
Chlorit	(Ø 0,05-0,3 mm)	
Biotit	(Ø 0,02-0,8 mm)	
Hellglimmer	(Ø 0,05-1 mm)	
Titanit	(Ø 0,02-0,05 mm)	idiomorphe Körner
Plagioklas	(Ø 0,02-0,5 mm)	An-Gehalt 15-25 %
Kalifeldspat	(Ø 0,1-0,6 mm)	
Diopsid	(Ø 0,2-1,0 mm)	

Klinozoisit (Ø 0,05-0,2 mm)
Tremolit (Ø -0,8 mm)
Akzessorisch: Erz, Turmalin, Apatit

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Cd	Qz	Bio	Plg	Hgl	Tit	Klz	Erz
6357 HK 3	57	22	10	1	3	2	1	4

3.1.7. Graphitschiefer

Vorkommen: Am Zufritt-Stausee, westlich des Rothbachs, zieht ein Graphitschiefer-Band steil den Hang hinauf; es zeichnet den Granit-Kontakt nach. Weiter oberhalb läßt es sich in der Rosimtal-Wand ausmachen. Es handelt sich um ein durchgehendes, stark verfaltetes, bis zu 70 cm mächtiges Band, das bis zur Lyfiwand hinaufreicht.
Ein weiteres Vorkommen steht im Schluder-Tal, am Fuß der Lorchenwand und auf der gegenüberliegenden, östlichen Talseite an.

Beschreibung:
Der Graphit-Schiefer ist ein schwarz-graues Gestein, gut geschiefert und oft verfaltet. Seine Verwitterungsfarbe ist rostbraun mit gelblichen Schwefelausblühungen.

Mineralbestand:

Quarz 1	(Ø 0,1-1 mm)	in Quarzleukosomen, Mosaikgefüge. Körner zeigen undulöse Auslöschung
Quarz 2	(Ø 0,01-0,1 mm)	als Einzelkristalle
Hellglimmer		(meist Serizit)
Biotit 1	(Ø 0,01-0,3 mm)	
Biotit 2		Querbiotit
Chlorit	(Ø 0,01-0,2 mm)	
Granat	(Ø 1,5-2 mm)	
Plagioklas	(Ø 0,1-0,2 mm)	

Graphit als Körnchen in "Lagen" und "Wolken"
Magnetkies (Ø 0,01-2 mm)
Akzessorisch: Ilmenit, Titanit, Kupferkies, Molybdänglanz, Apatit, Epidot und Turmalin.

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Hgl	Bi	Plg	Grt	Graphit + Erz
EP 6612	21	53	5	1	1	19

3.1.8 Amphibolit

Vorkommen: Die Amphibolite treten im links- und rechtsseitigen Martell-Tal als schmale Bänder (Mächtigkeiten zwischen 10 cm und 4 m) innerhalb des Granat- und Staurolith-Glimmerschiefers auf. Im Liegenden von Marmor-Bändern ist Amphibolit ebenso zu beobachten.
Auf den Nordhängen des Martell-Tals, so am Süd-Ostgrat der Lyfispitze, in der Lyfiwand und östlich der Schluderspitze, südlich des Göflaner Sees und südlich der Jennwand kommen Amphibolite vor.
Auf der rechten Seite des Martell-Tals findet man Amphibolitbänder größerer Mächtigkeit und Länge. Südlich unterhalb der Zwölferspitze streichen auf 2600 m Höhe zwei 50 m mächtige Bänder bis zu 600 m lang nach ESE.
Im nordwestlichen Rabbi-Tal, östlich des Verdignana-Granitkomplexes bildet das "Croz della Luna" eine 200 m lange und 100 m breite Amphibolitmasse.
PUVOGEL (1978) untersuchte die Amphibolite des Martell-Tals geochemisch. Er konnte bis auf zwei Ausnahmen alle Proben von basischen Eruptiva ableiten und schloß daher auf eine orthogene Natur dieser Gesteine.

Beschreibung:
Die genannten Amphibolit-Bänder zeigen eine graue bis dunkelgrüne Farbe, sind fein- bis mittelkörnig, deutlich ge-

schiefert und zäh. Auf sf-Flächen sind Hornblendekristalle (- 3 mm) zu erkennen.
Im Pedertal weist der Amphibolit eine feine Bänderung auf, die durch Plagioklas gebildet wird.
Auf der Soy-Alm wird er von Karbonatlinsen durchzogen.
Am Südgrat der Jennwand findet sich ein dunkelgrüner, kaum geschieferter, mittel- bis grobkörniger Hornblendit.

Mineralbestand:

akt. Hornblende	(Ø 0,4-2,5 mm)	nadeliger Habitus, parallel zu sf eingeregelt; dichtere Partien bilden ein Implikationsgefüge. Im nordwestlichen Rabbi-Tal besitzt der Amphibolit ein Gefüge mit granoblastischer Struktur.
Plagioklas	(Ø 0,2-1 mm)	An-Gehalt 20-25 %, in Lagen
Klinozoisit	(Ø 0,1-0,3 mm)	
Epidot	(Ø 0,01-0,1 mm)	
Quarz	(Ø 0,01-0,1 mm)	
Titanit	(Ø 0,5-0,8 mm)	
Biotit	(Ø 0,2-1,2 mm)	
Chlorit	(Ø 0,1-1,2 mm)	
Karbonat		in Linsen
Akzessorisch:	Apatit und Erz	

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Hbl	Ep	Klz	Tit	Plg	Qz	Chl	Bio	Erz	
EP $\bar{x}$ 3	79	2	5	3	5	4	-	2	-	
HK $\bar{x}$ 4	37	7	-	6	20	15	8	-	-	Cc7
CM 8431	43	Qz/Plg43,5		Tit2		Klz 10			1	Akz.0,5
12467	81	2	1	1	-	11	-	1	Grt 3	

3.1.9 Hornblendeschiefer

Vorkommen: Südlich und nordöstlich des Arzkersees treten bis 200 m mächtige und über 1000 m lange Linsen von Hornblendeschiefer auf. Es können karbonathaltige und karbonatfreie Typen unterschieden werden. Beide weisen ein mm-feines sf-Gefüge auf und sind stark verfaltet. Das Gestein ist blaugrün und sehr dicht.

Mineralbestand:

(karbonatfreier Typ)

akt.Hornblende	(Ø 0,5-2,5 mm)	hypidiomorph bis xenomorph
Quarz		im Pflastergefüge
Biotit		bildet mit den Hornblenden zusammen das sf-Gefüge
Granat 1	(Ø -0,8 mm)	häufig rotiertes Innengefüge
Granat 2	(Ø -0,4 mm)	idiomorphe Körner, postkristallin übers Gefüge gesproßt
Plagioklas		An-Gehalt 25 %, Körner zeigen antipertitische Entmischungen

Akzessorisch: Apatit, Klinozoisit, Zirkon, Erz

(karbonhaltiger Typ)

akt.Hornblende	hypidiomorph bis xenomorph
Karbonat	zeigt in Kornzwickeln und Klüften Sammelkristallisation
Quarz	zeigt ebenfalls Sammelkristallisation
Epidot	sproßt quer über Quarz, Hornblende und Karbonat hinweg
Plagioklas	An-Gehalt 25 %
Erz	

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Hbl	Qz	Bi	Grt	Fsp	Klz	Erz	
11094	42	34	3	8	5	6	1	
11905	36	25	1	3	8	2	4	Epi 17 Karbonat 4

3.1.10 Andesit

Vorkommen: Auf dem Rücken des Mt. Vilar zum Mt. Sole im Rabbi-Tal treten in dünnen Lagergängen Andesite auf. BÖHM (1980) beschreibt acht Gangsysteme, die vermutlich auf älteren Störungselementen aufgedrungen sind. Er begründet dies mit der Tatsache mylonitisierter Rahmengesteine. Die Andesite zeigen keine postkristalline Deformation.

Beschreibung (Andesit):
Das dichte Gestein hat graue bis graugrüne Farbe und besitzt mittelkörniges porphyrisches Gefüge. Amphibol- und Feldspat-Einsprenglinge (bis zu 5 mm Durchmesser) schwimmen in dunkler Matrix.

Mineralbestand:

Plagioklas	An-Gehalt 40-50 %, Einsprenglinge mit Zonarbau
Hornblende, grün Hornblende, braun)	idiomorphe, zonare Einsprenglinge

Hellglimmer und Karbonat als Einschlüsse im Plagioklas
Grundmasse: Plagioklas (kleiner als 0,05 mm), Hornblende, Biotit, Magnetit

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Plg	Hbl	Matrix	Akz.
PB $\bar{x}$ 2	18,2	20,9	58,9	2,1

3.1.11. Mikroklin-Augengneis

Vorkommen: Im Rosim-Tal, einem Nebental des linksseitigen Martell-Tals, zieht von der Laaser Scharte über die Schluderspitze ein 900 m langes und bis zu 200 m breites Augengneisband. Auch der Gipfel der Lyfispitze besteht aus Augengneis. Im linksseitigen Martell-Tal findet man Augengneis

im südlichen Großbodenkar. Ein 10-15 m mächtiges Band läßt sich westlich und östlich des Kars fast 1000 m lang verfolgen.

Beschreibung:
Der Mikroklin-Augengneis ist ein hellgraues Gestein mit Parallel-Gefüge. Seine Feldspatblasten (Augen) werden bis zu 2 cm groß; sie erzeugen auf den mit Hellglimmerschuppen besetzten sf-Flächen knotenartige Verdickungen. Das Gestein ist oft senkrecht zur Schieferung geklüftet.

Mineralbestand:

Quarz	(Ø 0,02-1,0)	Polygonales Gefüge, undulös auslöschende Körner, kataklastische Kornteilung bei schieferungsparallelen Lagen
Hellglimmer	(Ø 0,02-1,3 mm)	vereinzelt Scheiten mit "kink bands"
Kalifeldspat		Blasten bis zu 2 cm Durchmesser, gelängte Körner mit Mikroklingitterung
Plagioklas	(Ø 0,3-2,0 mm)	An-Gehalt 18-25 %, poikiloblastisch mit Serizit und Quarz durchsetzt, Zwillingslamellen

Akzessorisch: Apatit, Zirkon, Epidot und Erz

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Hgl	Kfsp	Plg
6647EP2	38	22	21	19

Augengneis-Gesamtanalysen (Proben L1, L2) auf Seite 72.

3.1.12 Der Marteller Pegmatit

Vorkommen: Die Marteller Pegmatit-Intrusion erstreckt sich vom Zufritt-Stausee im Martell-Tal 10 km weit nach Nordosten, mit einer maximalen Breite von 2 km. In seinem nordöstlichen Teil, im rechtsseitigen Martell-Tal, fingert der Pegmatit in zahlreichen Apophysen, meist der Hauptschieferungsrichtung (NE-SW) folgend, in den Glimmerschiefer hinein. Diese Gänge haben Mächtigkeiten von 20 cm bis zu 50 m. Der Apophysenbereich entspricht einem Drittel der Gesamtverbreitung des Pegmatits.
Bis auf das Gebiet um die Morter-Alm sind keine Kontaktphänomene in den Paragesteinen zu beobachten. An der Morter-Alm bildeten sich kontaktmetamorph Staurolith und Sillimanit.
Anatektische Erscheinungen sind nicht zu finden. Der Kontakt zum Nebengestein ist stets scharf.

Beschreibung:
Im Kernbereich des Pegmatit-"Granits" herrscht ein riesenkörniges, pegmatitisches Gestein vor, während in den Randbereichen und Apophysen mehr eine klein-grobkörnige Varietät zu finden ist.
Ein turmalinreicher Pegmatit-Bereich läßt sich in der südöstlichen Randzone streckenweise verfolgen.
Das Gestein ist weiß bis grau, Kalifeldspatkristalle werden maximal 25 cm lang, Hellglimmerpakete bis zu 3 cm dick.

Mineralbestand:

Quarz 1	(Ø 0,01-2 mm)	Implikationsgefüge, kataklastische Kornteilung, undulöse Auslöschung
Quarz 2	(Ø 0,02-0,1 mm)	als Mörtelgefüge
Kalifeldspat		meist Mikroperthit
Plagioklas	(Ø -2 mm)	An-Gehalt 3-5 %, deformierte Körner (verbogene Zwillingslamellen)

Muskovit	(Ø -0,1 mm)	als kleine Schuppen, Pakete bis 5 cm lang
Epidot	(Ø 0,05-0,3 mm)	
Granat	(Ø 1-3 mm)	
Turmalin	(Ø -15 cm)	
Apatit	(Ø 0,01-0,1 mm)	

Akzessorisch: Karbonat, Titanit, Erz

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Plg	Kfsp	Mu	Grt	Epi	Cc	Erz	Tit	Ap
EP $\bar{x}$ 6	34	36	25	3	1	1	-	-	-	-
MH $\bar{x}$ 4	38	36	20	4	1	1				
11908	39	28	20	11	1	-	Turmalin 1			

3.1.13 Der Verdignana Granodioritgneis-Komplex

Vorkommen: Der Verdignana-"Lakkolith" (HAMMER, 1925; ANDREATTA, 1954) hat eine Nord-Süd Erstreckung von 3,5 km und eine maximale Breite von 1,5 km. Er reicht im Süden fast bis an den Cercena-Paß und bildet die Berggruppe Cima Vallon, Cima Ganani und Cima Verdignana.
Die zwei Granit-Riegel im oberen Rabbi-Tal am Refugio Campisole bestehen ebenfalls aus Granodiotit-Gneis.

Beschreibung:
Dieser Orthogneis ist ein grünlich graues Gestein. Im zentralen Bereich des Lakkolithen zeigt es ein Lineargefüge, in den Randbereichen ein engständiges Planargefüge, das an Mylonite erinnert. Es handelt sich um ein sehr hartes Gestein, das beim Anschlagen nach seinem Gneis-s(Flächenabstand 5-10 cm) spaltet.
Im zentralen Bereich der Intrusion ist das Gestein mittel- bis grobkörnig. Zu den Rändern hin nimmt die Korngröße ab und das Gefüge wird faserig.

Mineralbestand:

Quarz	(Ø 0,6-2 mm)	undulös auslöschende Körner, z.T. mit "Böhmschen Streifen"; rekristallisierte Quarze haben lobenförmige Korngrenzen. In der Randfazies zahnartige Quarz-Korngrenzen.
Kalifeldspat	(Ø 0,2-2 mm)	Mikroklin
Plagioklas	(Ø 0,2-0,8 mm)	An-Gehalt 20-30 %
Hellglimmer	(Ø 0,1-1 mm)	Scheite verbogen, verknittert; Serizit und feinkörniger Quarz bilden eine Matrix, die die Schieferung nachzeichnet.
Biotit	(Ø 0,4-1,5 mm)	randlich chloritisiert
Granat	(Ø -0,4 mm)	zerschert, zerbrochen

Akzessorisch: Klinozoisit, Zoisit, Chlorit, braune Hornblende, Erz.

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Plg	Kfsp	Bio	Hgl	Klz	Grt	Chl	Akz.
PB $\bar{x}$ 9	39m3	22,7	15,6	5,8	9	3,9	1,5	0,9	1,4

3.2 Die Quarzphyllit-Hülle zwischen Martell- und Ultental und die ihr eingelagerten Gesteine

3.2.1 Quarzphyllit

Der Streifen der Quarzphyllite von der Mutspitze im oberen Martelltal über den Zufrittstausee und die Grate ins Ultental wird beschrieben.
Die Phyllite haben eine dunkelgraue bis grünlich-silberglänzende Farbe als frisches Gestein. Durch Verwitterungslösung entstehen die typischen rostbraunen Farben der Schieferflächen. Diese sind leicht gewellt und zeigen durch Serizit- und Chloritbesatz einen seidigen Glanz. Quarzrei-

chere und eng gefältelte, phyllitische Partien wechseln einander unregelmäßig ab. Das Gestein ist stark verfaltet, im mm- bis 10 m-Bereich. Quarzlinsen können ptykmatische Falten bilden. Nach Osten zu führt der Quarzphyllit vermehrt Granate.

Mineralbestand:

Quarz 1	(Ø 0,1-1 mm)	granoblastisch verzahnte Körner; größere Körner bilden durch Rekristallisation monomineralische Quarzlagen
Quarz 2	(Ø 0,01-0,3 mm)	in Chlorit-Serizit-Quarz-Matrix
Hellglimmer 1	(Ø 0,01-0,2 mm)	stark serizitisiert
Hellglimmer 2		Querglimmer
Biotit		selten, meist in Chlorit umgewandelt
Chlorit	(Ø 0,05-0,2 mm)	meist Pennin
Plagioklas	(Ø 0,1-0,2 mm)	selten, meist stark serizitisiert
Granat 1	(Ø 0,01-1 mm)	rotiertes Innengefüge
Granat 2	(Ø 0,05-0,1 mm)	idiomorph, unbeansprucht
Epidot	(Ø 0,01-0,1 mm)	

Akzessorisch: Turmalin, Apatit, Klinozoisit, Graphit und Erz.

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Hgl	Chl	Plg	Grt	Epi	Erz
11912	49	41	6	1	2	1	-
EP7251	46	44	8	1	-	-	1
MH $\bar{x}$ 3	46	35	15	1	1	2	-

3.2.2 Chloritphyllit

Vorkommen: Das Gestein streicht in zwei 2-10 m mächtigen Streifen aus dem Madritsch-Tal ins obere Martell-Tal hin-

unter. Geringmächtigere Lagen sind im Peder-Tal und auf den Vertainen (im linksseitigen Martell-Tal) in den Quarzphyllit eingeschaltet.

Beschreibung: Das feinblättrige Gestein zeigt, bedingt durch die Chlorit-Schüppchen auf den sf-Flächen, einen grünen, seidigen Glanz. Im Bruch sind feine Lagen von grüner und weißer Farbe zu unterscheiden. Eingeschaltet sind verfaltete Quarz-Leukosome. Diese wittern leicht heraus und hinterlassen charakteristische, cm-große Löcher. Durch Verwitterung an großflächigen Anschnitten, wie in der Plimaschlucht, erscheint das Gestein weiß.

Mineralbestand:

Quarz (Ø 0,01-0,1 mm)
Albit (Ø 0,01-0,05 mm)
Mikroklin (Ø 0,01-0,05 mm)
Plagioklas (Ø 0,01-0,05 mm) als Porphyroblasten bis 0,5
Karbonat (Ø 0,1-0,5 mm)
diese o.g. Minerale besitzen ein granoblastisches Gefüge zueinander.
Serizit
Chlorit in dichten Lagen
Ilmenit und Titanit in chloritreichen Lagen
Epidot (Ø 0,01-0,1 mm)
Klinozoisit (Ø 0,01-0,05 mm)
Granat (Ø -1 mm)
Akzessorisch: Apatit und Dravit

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz+Alb	Plg	Hgl	Chl	Cc	Epi	Tit	Akz
CM8412	54,5	2	2,5	28	8	3	-	1
CM8434	40	18	-	29,5	2	2,5	7	1

3.2.3 Prasinit

Vorkommen: Das Pederköpfel im linksseitigen oberen Martell-Tal wird weitgehend von Prasiniten aufgebaut. Auf den Vertainen und unterhalb der Zufall-Hütte sind geringmächtige Linsen zu finden.

Die Prasinitvorkommen sind feinblättrige, dunkel- bis hellgrüne Schiefergesteine. Es sind auch biotithaltige, feingebänderte Prasinite mit braunen, moosgrünen und weißen Lagen zu finden. Das Gestein hat unregelmäßig gewellte und runzelige Schieferflächen und ist meist fein gefaltet. Es fällt auf durch grünlich-seidigen Glanz.

Mineralbestand:

Quarz	(Ø 0,01-0,8 mm)	
Albit	(dito)	
Plagioklas	(dito)	
Karbonat	(Ø 0,05-0,5 mm)	
Chlorit	(Ø -0,2 mm)	in Lagen
Chlorit und	(Ø 0,01-0,08 mm)	vergesellschaftet in der Matrix
Epidot	(Ø -0,2 mm)	zoniert
Klinozoisit	(Ø -0,1 mm)	verzwillingt
Biotit	(Ø -1 mm)	nur in Verwachsung mit Amphibolen

Akzessorisch: Granat, Titanit und Erz
Weiße Lagen: Quarz, Feldspat und Karbonat
Grüne Lagen: Chlorit, Amphibolit
Moosgrüne Lagen: Chlorit, Klinozoisit und Epidot
Einregelung der Erzeinschlüsse in Granat und Hornblenden lassen auf synkinematische Sprossung schließen.

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz+Alb	Plg	Bio	Chl	Hbl	Cc	Epi/Klz	Tit	Erz
CM8438	24	2	18,5	5,5	6,5	4	34,5	4,5	0,5
CM7661	29	2	-	0,5	30	16	20,5	-	2
CM7654	23,5	0,5	3	24	-	22,5	15,5	1,5	0,5

3.2.4 Porphyroide

Vorkommen: Aus dem Madritsch-Tal ziehen in östlicher Richtung über die Plima im Martell-Tal zwei 5-15 m mächtige Porphyroid-Bänder. Sie verlieren sich in den rechtsseitigen Hängen des Martell-Tals. Diese Vorkommen erstrecken sich über eine Länge von fast 2 km; sie werden von mehreren kleinen Linsen und Lagergängen begleitet. Auch in der Nachbarschaft der in Kapitel 3.2.2 beschriebenen Chloritphyllite finden sich kleinere Vorkommen. Die Porphyroide sind geschiefert und streichen konform zu denen sie umgebenden Quarzphylliten.

Beschreibung:
Die Porphyroide im oberen Martell-Tal lassen sich durch ihre graue bis weißliche Farbe gut in den Quarzphylliten aushalten. Im Querbruch erkennt man bis zu 3 mm große, weiße Feldspatblasten. Die Schieferflächen sind mit Hellglimmer und Chlorit besetzt. Quarz und Glimmerlagen zeichnen ein Gneisgefüge.

Mineralbestand:
a. Matrix: glimmerreiche Partien durchsetzen ein quarzitisches granoblastisches Gefüge.

Quarz	(Ø 0,02-0,05 mm)	
Feldspat	(Ø 0,02-0,07)	
Hellglimmer	(Ø 0,02-0,2 mm)	
Biotit	(Ø -0,2 mm)	meist randlich in Chlorit umgewandelt

Titanut, Hämatit und
Ilmenit
Chlorit auf sf-Flächen
Akzessorisch: Apatit, Epidot und Klinozoisit.
Nach geochemischen Untersuchungen (HEINISCH, 1980) entspricht der Chemismus der Porphyroide im oberen Martell-Tal dem eines Rhyoliths.
Porphyroblasten:

Plagioklas	(Ø 0,8-2,5 mm)	gerundet, verzwillingt, mit Serizit einschlüssen
Kalifeldspat	(Ø 0,8-2,5 mm)	Mikroklingitterung, zum Teil mit Entmischungserscheinungen

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Plg	Alb	Hgl	Chl	Porphyro-blasten	Akz
CM7643	60,5	0,5	8,5	23,5	0,5	6	0,5
CM7664	51,5	-	12,5	24,5	1,5	10	-
CM7670	68	-	6,5	17,5	-	8	-

3.3 Gesteine der "Katazone"

3.3.1 Paragneise und Glimmerschiefer

3.3.1.1 Paragneise und Glimmerschiefer der Tremenesca-Gruppe und südöstlich der Rumo-Linie

Vorkommen: Glimmergneise und Granat-Glimmerschiefer formen die steilstehende Schlinge der Tremenesca-Gruppe. Östlich davon, durch die Rabbi-Tal Störung getrennt, bauen diese Paragesteine eine kleinere steilstehende Schlinge, die LeMandrie-Gruppe auf. Weiter im Nordosten, über das Bressimo-Tal hinweg, streichen Paragneise und Glimmerschiefer unterschiedlicher Korngrößen nach Nordosten ins La Valle Tal.

Im Südosten werden die Paragesteine durch die Periadriatische Naht von mesozoischen Sedimenten abgetrennt.
Nach Nordwesten hin begrenzt die Rumo-Linie die hier beschriebenen "medium-grade" metamorphen Gesteine zu den nordwestlich der Rumo-Linie anstehenden Migmatiten und "medium- bis high-grade" metamorphen Gneisen.

Beschreibung:
Im Gelände treten zwischen Tremenesca-Gruppe, LeMandrie und dem La Valle Tal Paragneise und Glimmerschiefer mit unterschiedlichen Korngrößen und zum Teil auch mit abweichenden Mineralverhältnissen (Quarz-Feldspat-Glimmer) auf. Da diese Gesteine im Gelände ineinander übergehen, verzahnt sind und sich oft nur in geringmächtigen Partien unterscheiden, werden sie hier zusammengefaßt.
Eine Vorstellung der Varietäten gibt eine Übersicht von SEIDLEIN (1982), der das Gebiet der LeMandrie-Schlinge bearbeitete. Er unterscheidet:
feinkörnige Glimmerquarzite und Gneise
kleinkörnige Gneise und Glimmerschiefer
mittelkörnige Gneise und Glimmerschiefer
mittelkörnige Disthen-Staurolith-Gneise und Glimmerschiefer,
mittel-grobkörnige Gneise und Glimmerschiefer.
Im Gebiet zwischen Tremenesva-Gruppe und La Valle Tal machen klein-mittelkörnige Paragneise und Glimmerschiefer die Hauptmasse der Gesteine aus.
Diese besitzen eine deutliche Schieferung und sind im cm-Bereich verfaltet. Auf den Schieferflächen können Disthen-Staurolith- und Granatkörner beobachtet werden, die durch Herauswitterung erhaben sind. Die rostbraune Verwitterungsfarbe ist typisch für das Gestein.
Zwischen Cima Tremenesca und Polinar ist das Gestein auffällig granatführend (Korndurchmesser bis zu 3 cm).

Mineralbestand:

Quarz	(Ø 0,2-2 mm)	zum Teil rekristallisiert, Körner undulös auslöschend,

		meist einfache, zuweilen buchtige Quarz-Quarz-Korngrenzen
Plagioklas	(Ø 0,4-1 mm)	An-Gehalt 30-35 %; Kristalle poikiloblastisch mit Quarz und Serizit durchsetzt, auch saussuritisiert und albitisiert
Hellglimmer 1	(Ø -3 mm)	leistenförmige Aggregate, zum Teil mit "kinkbands"; Verwachsungen mit Biotit
Hellglimmer 2	(Ø -3 mm)	Querglimmer
Serizit		ersetzt zum Teil die Plagioklase; bildet Kluftfüllungen und sf-parallele Bahnen
Biotit	(Ø -1,5 mm)	bildet das wellige Gefüge ab; teilweise in Pennin umgewandelt; stark postkristallin deformiert.
Staurolith	(Ø o,5-1,5 mm)	mit Quarz und Glimmer durchsetzt, randlich in Serizit umgewandelt
Disthen	(Ø 0,8-2 mm)	poikiloblastisch mit Quarz und Hellglimmer durchsetzt, synkinem atisch beansprucht
Granat	(Ø 0,05-10 mm)	in sf-Richtung gelangt und zerbrochen, rotiert, durchsetzt mit Glimmern und Quarz
Turmalin	(Ø -0,3 mm)	

Akzessorisch: Epidot, Zoisit, Apatit, Zirkon und Hämatit.

Das Gestein besitzt ein granoblastisches Gefüge; dieses wurde durch eine Diaphthorese überprägt. Sie bewirkte eine Serizitisierung und Chloritisierung von Hellglimmern, Staurolithen, Disthen und Granat, eine Albitisierung von Plagioklasen und eine Quarz-Neukornbildung.

Modalanalysen:

1. Biotitgneise der Tremenesca-Gruppe

Schl.Nr.	Qz	Plg	Bio	Hgl	Alm	Chl	Erz
8568	53	26	13	4	3	-	1
8578	51	23	14	6	4	1	1
8771	49	29	10	8	3	-	1

2. Granatglimmerschiefer der Tremenesca-Gruppe

Schl.Nr.	42	16	25	6	6	5	-
8561	38	18	25	7	4	8	-
8563	50	15	22	4	5	4	-
8573	44	14	22	13	5	1	1
$\bar{x}$	44	16	23	8	5	4	0,25

3. Mittel- bis grobkörnige Paragneise und Glimmerschiefer

Schl.Nr.	Qz	Plag	Alb	Musc	Bio/ Chl	Grt	Di	Stau	Akz
VS11869 58	32,8	9,2	11,1	13,8	20,0	2,8	1,1	0,8	5,0
VS12953 89	27,2	1,8	8,8	18,6	26,2	6,0	3,6	1,2	3,6

4. Mittelkörnige (diaphthoritische) Paragneise und Glimmerschiefer

Schl.Nr.	Qz	Plag	Alb	Hgl	Bio	Chl	Grt	Dist	Stau	Amph	Klz	Akz
VS12997 20	23,4	1,2	3,8	13,0	34,2		1,4	6,6	13,6			2,0
VS13001 34	29,2		9,8	7,6	31,2		0,8	5,6	12,6			3,2
VS13013 124	37,8	4,0	16,2	18,1		14,8	0,6	Dist+Stau 3,0				5,0
VS10737 139	28,8	4,0	13,0	30,2	Bio+Chl 13,4		2,0	1,2	1,4			5,8
VS12946 48	25,2	Plag+Ser 24,2	8,6	13,4	16,8		1,6				5,0	5,2
VS10782	30,4	4,8	18,6	8,6		16,0	7,0			3,4	7,8	5,2

5. Grobkörnige metatektische Paragneise und Glimmerschiefer

Schl.Nr.	Qz	Alb	Plag	Hgl	Bio	Chl	Grt	Dist	Stau	Akz
VS11860 17	35,6	11,6	9,0	17,0	17,1	0,8	3,0		0,6	5,2
VS11870 74	52,2	2,8	2,2	18,2	6,0	6,2	1,8	3,6		7,0
VS12948	26,8	20,0	7,2	7,6	Bio/Chl 21,6		4,0	3,2	3,6	5,8

6. Kleinkörnige Paragneise und Glimmerschiefer

Schl.Nr.	Qz	Plag	Alb	Fsp	Hgl	Bio	Chl	Grt	Stau	Turm	Akz
VS12955 30	26,6			8,6	15,8		10,8				4,8
VS11877 152	6,6	3,1	6,6		47,0	20,6		2,1	3,2	4,4	5,2
VS12481 131	31,1	9,6	29,8			18,1	1,2	5,2		Zois 0,4	4,0
VS10783 143	32,4	3,0	22,6		1,0	16,2	6,4	3,2		12,4	3,0
VS12483 150	23,2	5,4	33,4		4,4	27,2	0,6	2,4			3,4

7. Helle feinkörnige Glimmer-Quarzite und Paragneise:

Schl.Nr.	Qz	Alb	Plag	Hgl	Bio	Chl	Zoi	Klz	Akz/Erz
VS12944 32	50,6	20,2	3,0	2,4	.	10,8	0,8	7,4	4,8
VS10743 154	39,2	29,2	5,0		10,6	3,6	7,2		5,4
VS13017 157	59,2	.	.		1,0		5,4	26,6	7,8
VS13018 159	22,2	8,4		26,0	30,0		7,4		5,8

8. Dunkle feinkörnige Biotit-Quarzite und Paragneise

Schl.Nr.	Qz/Fsp	Plag	Hgl	Bio	Ser	Grt	Akz	Zoi
VS13000 28	27,4		23,6	34,6	10,2	2,2	2,4	
VS10731 166	28,4	1,8	10,0	44,8			1,0	14,2

9. Mittelkörnige Disthen-Staurolith-Gneise und -Glimmerschiefer

Schl.Nr.	Qz	Alb	Plag	Hgl	Bio	Grt	Dist	Stau	Zoi	Akz
VS10741 149	29,1	15,1	0,8	14,6 Chl	21,4	2,4	3,2	8,2		4,4
VS13014 133	30,8	21,8	16,4	1,4	17,6	4,4			4,4 Chl	3,2
VS10733	10,6	9,4	17,0	9,0	12,8	2,6			5,2	3,4

3.3.1.2 Paragneise und Glimmerschiefer nordwestlich der Rumo-Linie

Vorkommen: Die Rumo-Linie trennt die im vorigen Kapitel beschriebenen "medium-grade"-metamorphen Gesteine von den nordwestlich dieser Störung anstehenden "medium- bis high-grade"-metamorphen (WINKLER, 1975) Gesteinen.
Zu dieser nordwestlich der Rumo-Linie gelegenen Einheit gehören auch Gneismigmatite, Migmatite, Granoblastite, Kinzigite (beschrieben in den folgenden Kapiteln) und eingelagerte Peridotite.
Im Nordwesten begrenzt von der Peio-Linie streichen die Paragneise und Glimmerschiefer nach Nordosten über den Grat Cima Zoccolo-Castel Pagano und entlang des Klapfbergtals ins Ultental. In den rechtsseitigen Hängen des Ulten-Tals ist nach Südosten hin ein Übergang in Gneis-Migmatite (s.a. Kap. 2.3.1.3) zu beobachten.

Beschreibung:
In der oben beschriebenen Zone findet quer zum Streichen (SE-NW) ein Wechsel der Beschaffenheit der Paragesteine statt:

I. Hellglimmerreiche, sillimanit-, disthen- und kalifeldspatführende Schiefer im Südosten, in Wechsellagerung mit metatektischen Partien (s.a. Kap. 2.3.1.3) werden von

II. Hellglimmerarmen, sillimanitführenden Paragneisen abgelöst.

III. Die nordwestliche und dritte Varietät der Paragesteine zwischen Peio- und Rumo-Linie ist ein sillimanitreicher Glimmerschiefer.
Durch die Nähe der Peio-Störungsbahnen war dieses Gestein einer starken Kataklase unterworfen, die bis zur Mylonitisierung reichen kann.

Mineralbestand:

I. Der hellglimmerreiche, sillimanit-, disthen- und kalifeldspatführende Paraschiefer ist ein klein- bis mittelkörniges, graubraunes Gestein.

Quarz	(Ø 0,2-0,7 mm)	undulös auslöschende Körner in granoblastischem Gefüge
Plagioklas	(Ø 0,2-0,7 mm)	An-Gehalt 20-25 %; Körner meist stark durchsetzt mit Serizit
Biotit 1	(Ø 0,4-1,6 mm)	z.T. umgewandelt in Chlorit oder in Sillimanit
Biotit 2		als Querglimmer
Hellglimmer	(Ø 0,2-1,3 mm)	in Lagen
Sillimanit		als Fibrolithe bis 0,1 mm lang
Kalifeldspat	(Ø -1,5 mm)	große Körner mit Mikroklingitterung
Disthen	(Ø 0,7-1,4 mm)	in sf eingeregelt, randlich in Hellglimmer umgewandelt
Granat	(Ø -1,6 mm)	mit chloritisierten Korngrenzen
Apatit	(Ø -0,6 mm)	gerundete Körner in Hellglimmerlagen
Chlorit	(Ø -1,6 mm)	meist Pennin, aus Biotit und Granat
Akzessorisch:	Zoisit, Epidot,	Rutil und Opakerz

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Plg	Bio	Kfsp	Hgl	Sill	Alm	Di	Akz
12278MN	37,9	18,4	21,0	8,5	8,3	0	3,2	1,8	0,9
12319MN	54,2	11,4	21,0	5,2	3,4	1,7	0,6	1,4	1,1
11881	41,2	12,7	16,1	4,8	12,8	2,8	7,8	1,2	1,4

II. Hellglimmerarmer, sillimanitführender Paragneis:
Das mittelkörnige, dunkelbraune Gestein bricht beim Anschlagen in dm-dicke Platten. In unregelmäßigen Abständen durchziehen glimmerreiche (Biotit) Lagen den massigen Gneis. Es treten auch quarzitische Lagen auf.

Quarz	(Ø 0,5-1,2 mm)	Körner mit undulöser Auslöschung bilden ein granoblastisches Gefüge mit
Plagioklas	(Ø 0,5-1,4 mm)	An-Gehalt 25-30 %; postkinematische Deformation sichtbar an verbogenen Zwillingslamellen.
Biotit	(Ø 0,8-1,4 mm)	z.T. umgewandelt in Chlorit oder Sillimanit
Hellglimmer	(Ø -1 mm)	selten, auch Verwachsungen mit Chlorit und Biotit
Sillimanit	(Ø -0,5 mm)	als Fibrolithe, meist parallel zu sf gesproßt. Als Körner (Ø -0,2 mm) mit deutlicher Spaltbarkeit. Sillimanit sproßt bevorzugt aus Biotit
Granat	(Ø -8 mm)	synkinematisch beansprucht, z.T. in Chlorit umgewandelt

Akzessorisch: Turmalin, Chlorit, Epidot, Rutil und Zirkon

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Plg	Bio	Kfsp	Hgl	Sill	Alm	Di	Akz
11973	43,3	21,7	23,7	-	2,8	3,1	4,3	-	1,1
11975	45,8	25,9	20,0	-	1,9	2,2	4,1	-	0,8

III. Sillimanitführender Glimmerschiefer:
Ein gut geschiefertes, graubraunes Gestein mit unregelmäßig wechselnden Quarz-, Feldspat- und Glimmer-Sillimanit-Partien. Durch die Nähe der Peio-Linie und ihrer parallelen Störungsbahnen ist das Gestein zum Teil mylonitisiert.

Quarz	(Ø 0,5-1,8 mm)	häufige Subkornbildung; im granoblastischen Gefüge mit
Plagioklas	(Ø 0,5-1,8 mm)	stark serizitisiert und tektonisch beansprucht
Hellglimmer	(Ø 0,2-1 mm)	als Serizit auch in Sillimatit und Plagioklas
Sillimanit	(Ø -0,4 mm)	als Fibrolithe; Körner stark serizitisiert
Granat	(Ø -1,5 mm)	stark zerbrochen und z.T. völlig serizitisiert
Chlorit:	je stärker die Kataklase, desto chloritreicher das Gestein.	

Akzessorisch: Zirkon, Apatit und Erz

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Plg	Bio	Kfsp	Hgl	Sill	Alm	Di	Akz
MN $\bar{x}$ 2	39,7	12,7	20,3	-	10,2	11,3	0,8	-	2,3
12453	41,7	14,2	18,8	-	13,1	8,9	2,1	-	1,2

3.3.1.3 Gneismigmatit

Vorkommen: Die Paragesteine nordwestlich der Rumo-Linie sind in Richtung auf die mächtige Migmatit-Masse (Kap. 3.3.2)

zwischen Cima Binazia und Ilmenspitze in Gneis-Migmatite umgewandelt. Die fließenden Grenzen vom Paragneis zum metatektischen Paragneis oder Gneismigmatit (nach MEHNERT, 1968) verlaufen nordwestlich der Migmatit-Masse etwa auf der Linie Klapfberg-Paß-Auerbergalm-Seefeldalm.
Fließend ist auch der Übergang vom Gneismigmatit zum Migmatit.

Beschreibung:
Das Gestein hat eine inhomogene Zusammensetzung. Es ist unterschiedlich stark thermisch beeinflußt. Eine reliktische Schichtung ist allen Partien erhalten. Bei Annäherung an die Migmatit-Masse beginnt eine schlierige Auflösung des Flächengefüges durch Leukosom-Melanosom-Differenzierung. In dem metatektischen Gestein findet man Quarz- und Feldspat-Blasten, die von Biotit-Lagen umflossen werden. Biotit-"Restite" schwimmen in pegmatitischen Leukosomen. Zentimetermächtige Pegmatoide sind vermutlich an Ort und Stelle aufgeschmolzen. Ptygmatische Verfaltung kann erst im Übergang zu den Migmatiten beobachtet werden.
Im Gelände kann der Gneismigmatit von den Migmatiten gut unterschieden werden:
Der Gneismigmatit verwittert, bedingt durch die erhaltene Schieferung, plattig und schieferig. Der Migmatit hingegen verwittert in unregelmäßigen großen Blöcken, je nach seinem Fließgefüge (s.a. Kap. 2.3.2, Migmatite).

Mineralbestand:

Quarz	(Ø 0,3-1,5 mm)	granoblastisches Gefüge, Körner mit undulöser Auslöschung
Plagioklas	(Ø 0,4-2 mm)	An-Gehalt 20-25 %; stark von Serizit durchsetzt
Kalifeldspat	(Ø -0,8 mm)	Mikroklin, z.T. mit mikroperthitischen Entmischungen
Biotit	(Ø -1 mm)	oft durch Chlorit ersetzt
Hellglimmer	(Ø -1 mm)	idiomorph; bildet auch Querglimmer

Granat	(Ø -0,8 mm)	rotiert, zerbrochen, gestreckt in sf als feine Nadeln an Korngrenzen von Plagioklas und Quarz
Disthen	(Ø 0,7-1,2 mm)	in sf eingeregelt, gestreckt
Cordierit	(Ø 0,1-0,6 mm) selten!	meist zusammen mit Biotit, Berührung sparagenesen auch mit Almandin

Akzessorisch: Epidot, Apatit, Zirkon (in Quarz und Biotit), Titanit, Hämatit und Magnetit.

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Plg	Di	Gr	Bi	Hgl	Chl	Kf	Akz
MH807	26,3	25,3	1,1	9,0	14,4	23,0	-	-	0,9
MH811	38,6	28,2	1,1	2,3	21,7	7,1	-	-	0,9
MH815I	73,8	14,2	2,1	1,1	2,6	5,2	0,5	-	0,5
MH817	46,9	6,6	0,6	0,7	22,2	22,7	-	-	0,3
MH848	51,2	17,2	0,1	3,9	14,2	12,9	-	-	0,5
MH818II	43,9	29,3	0,2	2,3	15,2	1,2	1,9	5,6	0,4
MH812	46,88	8,3	0,5	1,2	20,1	22,4	-	-	0,7
MH853I	41,4	17,4	0,5	11,2	9,5	19,6	-	-	0,4
MH852	40,7	14,5	2,7	4,2	20,9	12,6	-	-	0,8
MH8116a	46,0	26,3	6,3	6,2	14,0	0,4	-	-	0,8
MH8113a	36,4	42,2	0,8	1,4	17,3	1,0	0,4	-	0,5

3.3.2 Migmatite

Vorkommen: Die Migmatit-Masse Binazia-Ilmenspitze reicht von der Malga Preghena im westlichen Bressimo-Tal über die Cima Binazia und Ilmenspitze bis zum Samerberg im Schwarzbachtal (rechtsseitiges Ultental).
Das Vorkommen hat eine angenäherte Linsenform. Sie ist über 10 km lang und an der breitesten Stelle (zwischen Cima Binazia und Ilmenspitze) einen Kilometer breit. Ihre NE-SW Längserstreckung liegt im Streichen des Rahmengesteines.

Die Übergänge von den Gneismigmatiten sind fließend.
Das Auftreten der Migmatite ist verknüpft mit Peridotit-Linsen (Kap. 3.3.10) und Granoblastiten (Kap. 3.3.3).

Beschreibung:
Die Migmatite haben eine massige Struktur und verwittern unregelmäßig in große Blöcke.
Die Migmatite (Definition nach MEHNERT, 1968) umfassen folgende Gesteinstypen:
- metatektische Gneise mit dünnen Mobilisatlagen parallel zur Foliation (Paläosom und Neosom)
- Restit-Gneise, arm an hellen Gemengeteilen (Melanosom)
- selbständige Mobilisate als Aplite bis Pegmatite (Leukosom).

Das Leukosom besteht vorwiegend aus Quarz und Feldspat, das Melanosom ist stark biotitführend.
Das Fließgefüge des Migmatits bildet Falten bis 30 m Scheitelhöhe (Cima Binazia Westwand).
Leukosome bilden ptykmatische Falten.
Der Übergang zum Melanosom wird scharf von Biotitlagen markiert. Die Leukosome sind grobkörnig, Melanosome mittelkörnig.
Im Gelände ist das Gestein leicht durch seine helle Farbe und seine ungewöhnlichen Verwitterungsformen auszuhalten.

Mineralbestand:

Quarz	(Ø 0,3-1 mm)	rekristallisiert, Neukornbildung, suturierte Qz-Qz-Korngrenzen
Plagioklas	(Ø 0,3-1,5 mm)	An-Gehalt 20-25 %; mit Quarz-Einschlüssen, z.T. mit Serizit durchsetzt.

Quarz und Plagioklas bilden zusammen ein richtungslos körniges, meist polygonales Pflastergefüge. Im Übergang zum Gneismigmatit herrscht eher ein granoblastisches Gefüge vor.

Kalifeldspat	(Ø 0,3-2,4 mm)	als Mikroklin, verdrängt Plagioklas-Bildung von Intermyrmekiten.

Plagioklas und Kalifeldspat bilden ein Reaktionsgefüge. Im Leukosom überwiegt Kalifeldspat.

Biotit	(Ø 0,1-1,2 mm)	bildet meist das Parallel-Gefüge im Melanosom. Im Leukosom Biotit nur als einzelne Schuppen.
Granat	(Ø 0,3-0,8 mm)	überwiegend im Melanosom, gerundet, randlich in Biotit umgewandelt
Sillimanit	(Ø ~0,3 mm)	Nadeln sprossen in Biotit und Quarz und auf deren Korngrenzen
Cordierit	(Ø 0,6 mm)	selten, meist mit Biotit verwachsen, rundliche Körner, überwiegend im Melanosom

Akzessorisch: Apatit (in Biotit), Zirkon, Magnetit, Hämatit und Rutil.

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Plg	Bio	Mus	Alm	Di	Sill	Akz
11989	37,8	40,1	17,1	2,2	1,4	-	-	Kfsp 1,4
ES22880	26,9	34	15,9	13,5	4,1	2,3	2,8	0,5
Leukosom:								
ES1510818	24,1	72,6	1,9	0,9	0,2	--	-	0,3
ES15108113	38	57,3	2,6	1,2	-	-	-	0,9
Melanosom:								
ES15108110	22,6	25,6	33,1	14,9	2,9	-	-	0,9
ES15108116	29,9	24,4	36,8	2,5	2,2	0,7	2,9	0,6

3.3.3 Granoblastite

Vorkommen: An seiner Südostseite begleitet die Migmatit-Masse der Ilmenspitze (siehe voriges Kapitel) ein fast 800 m breiter Streifen aus Granoblastiten.
Dieses Gestein sieht einem Granulit (im Sinne von WINKLER, 1979) sehr ähnlich, führt jedoch keinen Hypersthen, aber Hellglimmer.

HAMMER (1902) nannte das Gestein Granit-Gneis und Granulit. ANDREATTA (1935) bezeichnete es als kinzingitischen Gneis. Die Granoblastite sind im N-Westen verknüpft mit Migmatiten, im Südosten reichen sie bis an die Rumo-Linie heran. Im La Valle-Tal sind Peridotit-Linsen konkordant eingelagert.

Beschreibung:
Die Hauptmasse der Granoblastite besitzt
- ein enges Parallel-Gefüge
- gute Spaltbarkeit entlang Quarzlaminationen
- Feldspatbesteg auf Sf-Flächen
- makroskopisch sichtbare Granat (rosa, - Ø 1 mm groß) - und Disthen (hellblau, Ø -1 cm lang) Kristalle.

Untergeordnet kommt eine mehr massige Granoblastit-Varietät vor. Sie unterscheidet sich vor allem durch das Fehlen des charakteristischen "zeilenförmigen" Parallel-Gefüges vom oben genannten Typ. Granat, Disthen und Biotit sind seine Hauptbestandteile, Quarz und Feldspat treten zurück- Das Gestein ist grobkörnig; ein Gneis-Gefüge ist schwach ausgeprägt.
An Bewegungsbahnen und in der Nähe der Rumo-Linie finden sich kataklastische bis mylonitische Granoblastite.

Mineralbestand:

Quarz	(Ø 0,03-6 mm)	z.T. Ausbildung als "Plattenquarze"; diese "Platten" bilden Bänder mit suturierten Korngrenzen. Durch Rekristallisationen können solche Bänder regelrechte Quarz-Lagen bilden
Plagioklas	(Ø 0,5-2,5 mm)	meist mit buchtigen Korngrenzen (Verdrängung durch Kalifeldspat) zum Kalifeldspat. Teilweise starke Serizitisierung. Durch Deformation verbogene Zwillingslamellen

Kalifeldspat	(Ø 0,5-3 mm)	Mikroklin verdrängt Plagioklas; Entmischungserscheinungen wie Fleckenperthite. Deformierte Körner mit Hellglimmer durchsetzt
Hellglimmer	(Ø 0,03-0,5 mm)	bildet sich sekundär und ist meist mit Chlorit assoziiert. Sproßt meist richtungslos zwischen Quarzbändern. Hellglimmer kommt sehr untergeordnet (durchschn. Modalwerte 3 %) vor.
Biotit 1	(Ø 0,1-1 mm)	bildet das "Zeilen-Gefüge" des Gesteins; z.T. chloritisiert
Biotit 2	(Ø 0,1-0,7 mm)	Querbiotite
Granat	(Ø 0,1-2 mm)	Kristalle gerundet, kaum deformiert; randliche Umwandlung in Biotit und Chlorit
Disthen	(Ø0,01-10 mm)	gern mit Biotit verwachsen, postkristallin verbogene Zwillingslamellen. Plg, Qz und Biotit als Einschlüsse.
Sillimanit	(Ø -0,5 mm)	feine Nadeln, meist mit Granat und Biotit verwachsen; selten

Akzessorisch: Apatit, Zirkon, Rutil und Magnetit.

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Plg	Kf	Di	Bi	Hell	Grl	Chl	Akz
MH843	52,7	16,9	19,5	1,8	4,3	1,3	3,1	-	0,5
MH826	73,8	5,6	0,4	0,6	6,5	10,4	1,5	-	0,8
MH850	51,9	10,1	8,9	4,6	12,7	4,2	6,6	-	0,8
MH825	42,1	2,6	0,5	11,2	37,2	0,1	5,6	-	0,6
MH828	59,0	1,6	0,8	5,4	16,4	9,7	6,0	0,1	1,0

3.3.4 Marmor

Vorkommen: Im Ne-Teil der Tremenesca-Schlinge im Rabbi-Tal streichen 5 Marmorbänder in etwa 1600 m Höhe im umlaufenden Streichen um den Campo Secco Granitkomplex herum. Diese Bänder sind mit pegmatitischen Apophysen verknüpft. Im Randbereich des Pegmatits unterhalb des Campo Secco schwimmen Marmorschollen.
Im Bressimo Tal läßt sich ein etwa 50 m mächtiger Marmorzug von der Mga. Bordolona bis zum Klapfbergjoch verfolgen.

Beschreibung:
Der Marmor ist ein weißes, im dm-Bereich gebanktes Gestein. Feine graphitische Lagen können es auch grau erscheinen lassen. Die Marmorbänder liegen konkordant im umgebenden Gestein.

Mineralbestand:
Dolomit konnte nicht nachgewiesen werden.

Calzit	(Ø 0,1-0,6 mm)	polygonales Pflastergefüge
Quarz	(Ø -0,7 mm)	einzelne Körner
Hellglimmer	(Ø -0,5 mm)	einzelne Schuppen
Akzessorisch:	Pennin, Apatit, Pyrit und Kupferkies	

3.3.5 Orthogneise

Vorkommen: Die Rumo-Linie, im Abschnitt St. Bernardo im Rabbi- und Lavace-Tal bildet die nordwestliche Begrenzung der zu beschreibenden Orthogneis-Masse.
Im Rabbi-Tal fast 2 km, nordöstlich der Le Mandrie durchschnittlich einen km breit, erstreckt sie sich über 10 km in nordöstlicher Richtung. Im Südosten werden die Orthogneise von "medium-grade" metamorphen Paragesteinen (s.a. Kap. 3.3.1.1) begrenzt.

Beschreibung:
Der Orthogneis ist ein massiges, grobkörniges, undeutlich

geschiefertes Gestein. Es zeigt eine hellgraue Verwitterungsfarbe. Der Gneis bricht nach den sf-Flächen glatt, in anderen Richtungen unregelmäßig.
Entlang der Rumo-Linie und an lokalen Störungen wird die Gesteinsfarbe dunkler; als Folge der Mylonitisierung vergrünt das Gestein durch vermehrte Bildung von Chlorit und Epidot. Die Schieferung wird in solchen Bereichen stärkerer Durchbewegung undeutlicher und kann auch ganz verschwinden.

Mineralbestand:

Quarz	(Ø 0,5-5 mm)	bildet stark undulös auslöschende Körner mit suturierten Korngrenzen
Plagioklas	(Ø 0,5-3 mm)	An-Gehalt 25-30 %; stark serizitisiert auch poikiloblastisch mit Quarz durchsetzt. Durch Deformation verbogene Zwillingslamellen.
Kalifeldspat	(Ø 0,8-6 mm)	Mikroklingittierung; in mylonitischen Bereichen "Augenbildung"; vielfach perthitische Entmischungen
Hellglimmer	(Ø 1-4 mm)	verbogene und geknickte Scheite; gern verwachsen mit Chlorit. Durch Mylonitisierung starke Kornverkleinerung
Epidot	(Ø -0,3 mm)	auf Bewegungsbahnen und Klüften
Biotit	(Ø -0,3 mm)	seltener als Hellglimmer, meist chloritisiert

Akzessorisch: Zirkon, Apatit und Opakerz.
v. SEIDLEIN (1982) konnte in diesen Orthogneisen am Sera Spinal posttektonisch gewachsenen Stilpnomelan nachweisen.

Modalanalysen:

Schl.Nr.	10735 VS	10732 VS	12942 VS	10781 VS	13009 VS	13010 VS	13011 VS	12956 VS	12937 VS	10784 VS
Qz alt	44,4	38,8	22,4		15,5	24,6	8,8	7,6	1,2	12,6
Qz neu			12,4		23,8	22,4	34,6	25,8	51,0+	22,8
Qz ges.	44,4	38,8	34,8	43,2	39,4	47,0	43,4	33,4	52,2	35,4
Kfsp	22,4	22,6	36,4	16,8	20,2	11,2	18,8	13,8	6,4	11,8
Alb								4,2		3,8
Plag	12,4	20,0	14,4	9,6	20,0	18,2	18,8	12,0	7,4	14,0
Hgl	12,2	11,2	3,6	14,8	9,4	11,8	8,8	6,8	24,2	4,9
Ser			3,6		5,8			19,8	(24,2)	18,4
Chl	1,6	3,2	3,0	14,6	0,2	5,8	2,6	6,8	2,2	1,2
Bio				.	.	.				4,9
Epi	4,8			.	.	4,6	2,2		6,6	.
Akz	4,0	6,2	4,2	1,0	5,0	1,6	3,2	3,2	1,2	5,0

2. Grobkörniger Zwei-Glimmer-Orthogneis

Schl.Nr.	Qz a	Q n	Plag	Kfsp	Hgl	Biot	Chl	Akz
12923 VS	41,6	4,4	15,0	26,2	3,8	3,6	1,4	4,0

3. Mittelkörnige Muscovit-Orthogneisgänge

Schl.Nr.	Qz	Plag	Kfsp	Musc	Ser	Bio	Chl	Epi	Akz
12926 VS	39,3	19,8	14,1	10,5	8,0	0,2	1,8		6,2
12939 VS	55,4	19,2	3,9	8,8	8,7	.	0,6		1,8
12995 VS	32,5	23,9	26,1	10,8	.	.	3,1	2,4	1,6

4. Grobkörniger Biotit-Orthogneis

Schl.Nr.	Qz	Plag	Kfsp	Alb	Bio	Chl	Zois	Akz
12934	25,2	22,2	19,0	3,8	14,2	4,8	7,0	3,8

3.3.6. Campo Secco Granitgneis

Vorkommen: Der Granitgneis bildet das Plateau des Campo Secco. Er ist im Südosten verknüpft mit der Polinar-Augengneis-Masse (Kap. 3.3.8). Seine Schieferungsrichtung entspricht der des Nebengesteins (Glimmerschiefer Kap. 3.3.1.1.).

Beschreibung:
Es handelt sich um ein graues, undeutlich geschiefertes, kleinkörniges Gestein. Der Rand des Campo Secco Granitgneises ist deutlicher geschiefert, z.T. bildete sich Flasergneis (s.a. HENKEL, 1979).

Mineralbestand:

Quarz	(Ø 0,4-1 mm)	bildet polygonales Pflastergefüge
Plagioklas	(Ø 0,1-0,7 mm)	An-Gehalt 25-30 %; serizitisiert, auch Verdrängungen durch Kalifeldspat
Biotit	(Ø 0,1-1,5 mm)	häufig in Pennin umgewandelt; in Schieferrichtung eingeregelt
Hellglimmer 1	(Ø 0,01-0,8 mm)	meist mit Biotit verwachsen
Hellglimmer 2		Querglimmer sproßt senkrecht über Biotitleisten
Epidot		als feinkörnige Aggregate im Plagioklas

Akzessorisch: idiomorphe Granate, Chlorit, Zoisit in Plagioklas, Apatit, Rutil, Titanit und Opakerz.

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Plg	Kfsp	Hgl	Bio	Epi
8766	40	38	4	8	8	2
8767	40	39	6	5	9	1
8569	32	48	2	2	12	4
8774	45	28	4	6	14	3

3.3.7 Pegmatit

Vorkommen: Zwischen Peio- und Tonale- bzw. Judikarienlinie können zwei Pegmatit-Generationen unterschieden werden:

- Konkordant im Streichen der Rahmengesteine liegende, geschieferte und tektonisch beanspruchte Pegmatite, wie die Pegmatit-Gänge zwischen Campo-Secco Granitgneis und Peio-Linie (im oberen Cercena-Tal). Ihr größter ist 1800 m lang und 100 m mächtig. Ebenfalls die Gangschwärme südöstlich entlang der Peio-Linie (dazu gehört auch der 5 km lange Mte. Stanga Pegmatit südlich von St. Gertrud; dieser wurde im Rahmen dieser Schrift nicht bearbeitet).
- Diskordant das Gefüge des Nebengesteins durchschlagende Pegmatit-Gänge, die somit jünger als die Paragneise sind, jedoch älter als die postkristalline Deformation (s.a. Kap. 4.2 Deformation und Kristallisation), da sie mylonitische Gefüge besitzen und zerbrochene Großkristalle führen (Feldspat und Turmalin).
  Diese diskordanten Pegmatit-Gänge beschränken sich auf die Nähe der Rumo-Linie und anderer, kleiner Störungsbahnen. Sie sind geringmächtig (max. 20 m) und nicht länger als 150 m.

Beschreibung:

A. Pegmatit erster Generation:

Das massige, undeutlich gebankte Gestein zeigt im frischen Aufschluß weiße bis weiß-gelbliche Farbe. Plagioklase erreichen bis zu 10 cm Größe, Muskovit-Pakete bis 5 cm Dicke und 10 cm Länge und Breite. Faustgroße Quarzknollen und 5-10 cm mächtige Quarzgänge sind häufig. Die Korngrößen wechseln stark.

In den Randbereichen dieser Pegmatite ist eine deutliche Schieferung sichtbar; es entwickelte sich ein Fluidalgefüge. sf-Flächen wurden chloritisiert.

B. Pegmatit zweiter Generation:
Das ungeschieferte, stark zerklüftete Gestein ist mittel- bis grobkörnig. Es durchdringt das Nebengestein z.T. in feinen Gängen (kleiner 2 cm) diskordant. Riesenwuchs von Kristallen ist bei dem etwa 2 m mächtigen, diskordanten Gang südwestlich unterhalb der Ilmenspitze festzustellen: hier kristallisierten bis zu 10 cm dicke und handtellergroße Biotit-Pakete.

Mineralbestand:

A. Pegmatit erster Generation (konkordante, geschieferte Gänge (Großkristalle siehe Beschreibung)

Quarz 1	(Ø 0,5-5 mm)	stark undulös, bildet meist ein Implikationsgefüge; kataklastische Kornteilung
Quarz 2	(Ø 0,01-0,1 mm)	bildet in den Randbereichen der Gänge ein Mörtelgefüge mit runden bis elliptischen Körnern, das große Quarz- und Feldspatkörner umgibt. Quarz 2 - verheilte Klüfte durchziehen das Gestein.
Kalifeldspat	(Ø 0,2-1,5 mm)	Mikroklingitterung, durchsetzt mit Quarz und Serizit; selten Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz.
Plagioklas	(Ø 0,3-1,5 mm)	An-Gehalt 5-15 %; fein poly-

Akzessorisch: Calcit als Zwickelfüllungen zwischen Quarz und Feldspat;
Orthit, meist von Epidot ummantelt,
Apatit in Epidoten,
Pennin in Serizitbahnen,
idiomorphe Granate (Ø -0,5 mm),
Turmalin als kurze Nadeln,
Titanit und Opakerz.

B. Pegmatit zweiter Generation (diskordante Gänge)
Mineralbestand wie A., jedoch große Biotit-Pakete und nur sehr selten Turmalin; insgesamt einheitlichere und kleinere Korngrößen wie A.

3.3.8. Augengneis

Vorkommen: Aus Mikroklin-Augengneis bestehen die Osthänge und der Gipfelgrat des Monte Polinar im rechtsseitigen Rabbi-Tal. Nach Südosten erstreckt sich das Vorkommen über die Malga Sopra Sasso Alta zum M. Gamberai hinüber, nach Westen bis zum Lago di Sero (2473 m).

Beschreibung:
Der Mikroklin-Augengneis ist ein dichtes, hellgraues Gestein mit deutlichem Parallel-Gefüge. Feldspatblasten (Ø ~1 cm Durchmesser) sind sf-parallel gestreckt ("Augen"). Diese Blasten bilden auf den sf-Flächen knotenartige Verdickungen. Beim Anschlagen bricht der Augengneis plattig in sf-Richtung und senkrecht dazu. Seine Verwitterungsfarbe ist rostbraun.
Die Einsprenglinge stellen etwa 10 Volumen Prozent der Grundmasse dar.

Mineralbestand:

Quarz	(Ø 0,2-1 mm)	undulös auslöschende Körner im polygonalen Pflastergefüge
Plagioklas	(Ø 0,3-1,2 mm)	An-Gehalt 25-30 %; poikiloblastisch mit Qz und Hgl durchsetzt; Zwillingslamellen mit Deformationen
Kalifeldspat	(Ø 0,1-0,8 mm)	Mikroklingitterung; "Augen" bis zu einem Zentimeter groß, häufig verzwillingt nach dem Karlsbader Gesetz. Zuweilen Perthit-Entmischungen

Hellglimmer (Ø 0,02-1,2 mm) schmale Lagen mit Serizit-Säumen; selten Querglimmer
Akzessorisch: Granat, Apatit, Magnetit und Zirkon.

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Plg	Kfsp	Hgl
8570	45	38	5	12
8571	41	37	12	15

Die Feldspataugen liegen in einer geschieferten, feinkörnigen Matrix aus Glimmern und Quarz.
Die Augen können nicht nur monomineralisch aus Feldspäten bestehen, sondern auch aus Quarz-Feldspat Aggregaten.
Zur Genese der Augengneise siehe auch Kapitel 7, Haupt- und Nebenelemente des Mikroklin-Augengneises vom Monte Polinar (Proben R1, R2) auf Seite 72.

3.3.9 Amphibolit

Vorkommen: Unterhalb des Campo Secco im Rabbi-Tal zieht ein Amphibolit-Band auf 2100 m Höhe um den Hang (umlaufendes Streichen). Es wird maximal 80 m mächtig und ist 1800 m lang zu verfolgen.
Aus Amphibolit-Gneis besteht der Fuß der Cima Mezzana-Nordwand südlich des Lago Rotondo.
Amphibolite und Amphibolit-Gneise bilden den Gipfel der LeMandrie und ihre Südwest-Grate.
Ein Südwest-Nordost streichender Bereich von St. Bernardo im Rabbi-Tal bis ins Bressimo-Tal führt verstärkt eingeschaltete Hornblende-Gesteine.

Beschreibung:
Es können kompaktere, massige Amphibolite und geschieferte, mit "Leukosomen" wechsellagernde (gebänderte) Amphibolitgneise unterschieden werden. Zu letzteren:

Sie weisen eine gute Spaltbarkeit und graugrüne Farbe auf. Es wechseln hornblendereiche und hornblendearme Lagen miteinander ab. Feinkörnige, hornblendefreie Paragneis-Lagen können ebenfalls eingeschaltet sein.
Ob der rasche Wechsel primär auf einen Wechsel saurer und basischer Effusiva zurückzuführen ist, kann nicht sicher beantwortet werden.
BARGOSSI und MORTEN (1979) halten die Amphibolite vom Monte Pin für Produkte einer isochemischen Metamorphose von vulkanoklastischen basaltisch-tholeiitischen Gesteinen.
ANDREATTA (1935) führt die Amphibolite auf basische Magmen zurück.
v. SEIDLEIN (1982) hält eine Wechsellagerung von praevariszischen sauren und basischen Extrusiva und dünnen vulkanoklastischen Tufflagen als Ausgangsgesteine denkbar.

Der massige Amphibolit ist dunkelgrün mit eingeregelten Hornblende-Lagen. Prismatische Hornblenden sind am frischen Bruch mit dem unbewaffneten Auge zu erkennen.

Mineralbestand:
Helle, hornblendefreie Lagen bestehen aus
Quarz (Ø 0,2-0,8 mm),
Oligoklas (Ø 0,3-1 mm),
Albit (Ø 0,3-0,8 mm),
Kalifeldspat (Ø 0,2-0,5 mm)
Hellglimmer, Biotit (Ø -0,8 mm)
Granat (Ø -0,5 mm)
Chlorit, Zoisit, Serizit und Epidot.
Sie bilden ein schwach deformiertes, kleinkörniges granoblastisches Gefüge.

v. SEIDLEIN (1982) konnte in den Amphiboliten der LeMandrie folgende Klinoamphibole unterscheiden:
Cummingtonit
Tschermakit

Aktinolith
Tremolit
Die Hornblende-Kristalle werden bis zu 2 mm lang werden.

Modalanalysen:

1. Cima Mezzana, massige Amphibolite

Schl.Nr.	Hbl	Hgl	Bio	Plg	Erz
8763	82	6	2	9	1
8764	84	5	2	8	1

2. LeMandrie, gebänderte Amphibolite: "Leukosom"

Schl.Nr.	Qz	Plag	Alb	Kfsp	Hlgl	Bio	Chl	Grt	Epi	Akz
VS12933	30,2	22,6	31,6	1,4	1,4	4,8	2,2			5,2
VS12935	18,6	15,4	15,4	34,6	13,0			2,0	0,4	0,6

3. LeMandrie "Melanosom"

Schl.Nr.	Amph	Plag	Kfs	Qz	Zois	Klz	Tit	Akz
VS12930	59,0	22,6	0,6		12,2		4,6	1,0
VS12931	48,8	17,8		6,1	9,4	1,8	4,4	.

4. LeMandrie, Massiger Amphibolit

Schl.Nr.	Amph	Plag	Alk fsp	Qz	Hlgl	Chl	Zois	Klz	Tit	Akz
VS12929	56,8				11,0	11,0	5,8	11,4	2,4	1,6
VS12936	41,6	23,2	8,0	3,2	2,4	7,0		4,2	7,0	3,0

5. LeMandrie, Granat-Amphibolit

Schl.Nr.	Amph	Plag	Kfsp	Chl/ Gl	Zois	Klz	Grt	Tit	Akz
VS11866	40,8	34,2	1,0	7,4	1,0		10,0		5,6
VS10744	65,0	18,4		2,2	6,0	0,4	2,8	0,4	4,8

6. LeMandrie, amphibolführender Gneis

Schl.Nr.	Qz/Alb	Plag	Kfsp	Chl	Klz	Epi	Tit	Akz
VS13004	50,6	8,6	2,4	18,2	14,4	0,2	3,4	2,8
VS13005	52,0	7,6		10,0	15,0		6,4	9,0

Der Klinozoisit und Epidot ist pseudomorph nach Amphibol.

3.3.10 Peridotit (Hornblende-Pyroxen-Peridotit)

Die in Bressimo- und südlichem Ultental (Ultentalkamm) "perlschnurartig" auftretenden Peridotit-Linsen wurden u.a. schon bearbeitet von: STACHE (1880 u. 1881); ANDREATTA (1935); BRENNEIS (1971); AMTHAUER et al. (1972); HERZBERG et al. (1977); ROST & BRENNEIS (1978).

Vorkommen: Im Bressimo-Tal West bei der Malga Zoccolo ist eine Peridotit-Linse 2 km lang zu verfolgen. Sie liegt, wie alle anderen auch, im Streichen des Rahmengesteines (SW-NE). Nordwestlich und südöstlich der "Ilmenspitze-Binazia" Migmatitmasse sind kleinere Peridotit-Linsen eingelagert in Gneismigmatite, Migmatite und Granoblastite. Die genaue Lage dieser Vorkommen kann der geologischen Karte entnommen werden.

Beschreibung: Die Peridotite sind von grüner bis ockergelber Farbe. Makroskopisch sind bei granatführenden Partien keliphitisierte Granatränder zu beobachten.
Die meisten Vorkommen sind gut geschiefert und liegen im Streichen der Rahmengesteine.
Zum Teil zeichnet sich der Ultrabasit durch einen deutlichen Lagenbau aus. Nach BRENNEIS (1971) kann dieser durch einen Wechsel von enstatitischen Lagen und Dunit-Lagen entstanden sein.
Häufig sind mit Serpentin bezogene Harnisch-Flächen.
In manchen Aufschlüssen bildete sich eine bis zu 2 cm starke, graubraun-ockergelbe Verwitterungskruste.
Vollständig serpentinisierte Partien und schöne Mineralbildungen (Aktinolith-Aggregate, Chrom-Diopside) grenzen im westlichen La Valle Tal die Peridotit-Linsen zum Nachbargestein ab.

Mineralbestand:

Olivin	(Ø0,2-1,5 mm)	stark undulös, mit Drucklamellen. Nach NIGGLI (1982) handelt es sich um Chrysolith (Fa-Gehalt 10-30 %);

		BRENNEIS (1971) gibt 90 % Forsteritgehalt an. Durch Abbau des Olivins bildet sich Antigorit und Chrysotil in Maschenstruktur; auch Magnetit-Bildung auf Umwandlungszonen; Olivin-Olivin Korngrenzenwinkel meist unter 120 °.
Orthopyroxen	(Ø 0,3-2 mm)	nach Röntgenaufnahmen von NIGGLI (1982) Enstatit; Entmischungslamellen nach Klinopyroxen.
Klinopyroxen	(Ø -2 mm)	nur am Seefeldsee nachgewiesen (vgl. HACK, 1983 und BRENNEIS, 1971)
Amphibol (mkl)	(Ø -3 mm)	mit Olivin-Einschlüssen und randlicher Chloritisierung
Granat	(Ø -6 mm)	Olivin und Spinell als Einschlüsse; Keliphit-Säume, kleine Körner völlig keliphitisiert. (Granatanalysen Kap. 5)
Rutil	(Ø -3 mm)	
Karbonat		auf Klüften und als Zwickelfüllung
Akzessorisch:		Spinell, Chlorit, Serizit, Talk

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Ol	Opx	Hbl	Serp	Akz
MN11120 – MN11138 $\bar{x}$:	59	21	7,1	11,2	1,8

3.3.11 Mylonit

Vorkommen: Beidseitig der Peio-Linie und Rumo-Linie. Mächtige Mylonit-Vorkommen im Valorz-Tal, südöstlich St. Bernardo im Rabbi-Tal.
Die Art der Mylonite richtet sich nach den anstehenden Gesteinen; meist sind es Grünschiefermylonite. Es kommen auch Pegmatit-Mylonite vor, tektonische Brekzien pegmatitischer Herkunft und Hornblendemylonite. Am Cercena Paß und am Passo dell-Om östlich der LeMandrie konnten Pseudotachylite gefunden werden (vgl. dazu BÖHM, 1980; v. SEIDLEIN, 1982 und HENKEL, 1979).

Beschreibung: Die Grünschiefermylonite sind feinstkörnige, dichte Gesteine. Sie spalten vollkommen nach rechten Winkeln in Tafeln und Quader.

Mineralbestand: Klinozoisit, Albit, akt. Hornblende, Mg-Chlorit, Hellglimmer, Quarz.
Akzessorisch: Opakerz, braune Hornblende, Grunerit, Karbomat, Titanit, Zirkon, Biotit.
Das Gefüge der Grünschiefermylonite ist ein Fluidalgefüge. Augenförmige Klasten von Klinozoisit, Albit und akt. Hornblende schwimmen in einer Matrix aus Mg-Chlorit und Hellglimmer (< 0,05 mm);
Klinozoisit (Ø ~0,6 mm) zeigt häufig Zwillingsbildung nach 001.

Modalanalysen:

Grünschiefermylonite (Modalanalysen von BÖHM, 1980)

Schl.Nr.	Klz	Ab	Qz	Akt. Hbl	Chl	Bio	Hgl	Matrix*	Akz
8793	28,5	17,0	2,3	1,1	2,7	-	9,8	35,2	3,4
8801	8,8	1,2	-	9,5	-	2,1	-	78,4	-
8669	5,7	22,5	19,6	-	-	-	3,8	48,4	-
8783	20,6	23,5	11,8	-	3,3	-	5,6	35,2	-
8654	18,6	16,6	3,4	-	-	-	-	61,4	-
8798	20,0	13,4	4,1	-	-	-	-	62,5	-
8671	12,2	18,4	0,7	-	-	-	-	68,7	-
8670	6,9	29,5	-	-	-	-	-	63,5	-
8788	13,5	18,5	-	-	-	-	-	68,0	-
8666	17,5	10,1	0,6	-	4,1	-	-	67,7	-
8808	12,3	18,9	-	2,9	0,8	-	-	65,1	-
8806	19,2	11,6	7,6	-	-	-	-	61,6	-
8809	15,3	20,6	12,7	-	-	-	23,2	24,4	-
$\bar{x}$	15,3	17,1	4,8	1,0	0,8	0,2	3,3	56,9	0,2

* Als Matrix wurden Korngrößen Ø < 0,05 mm gezählt.

- Augengneis - Gesamtanalysen (Haupt- und Nebenelemente)*

Zu Kapitel 3.1.11 die Proben L1 und L2

	L1	L2
Na_2O	2,704	3,756
MgO	0,137	0,179
Al_2O_3	13,017	13,951
SiO_2	76,388	74,475
P_2O_5	0,293	0,174
K_2O	4,515	4,281
CaO	0,652	0,876
TiO_2	0,1	0,105
MnO	0,02	0,028
Fe_2O_3	1,54	1,557
H_2O^+	0,843	0,679
H_2O^-	0,799	0,398

Zu Kapitel 3.3.8 die Proben R1 und R2

	R1	R2
Na_2O	2,921	2,907
MgO	0,103	0,018
Al_2O_3	12,597	13,068
SiO_2	76,707	77,476
P_2O_5	0,257	0,221
K_2O	4,597	3,062
CaO	0,428	0,408
TiO_2	0,069	0,076
MnO	0,04	0,018
Fe_2O_3	1,463	1,56
H_2O^+	0,028	1,028
H_2O^-	1,028	0,829

* (Angaben in Gewichtsprozenten)

Analysen von BÖHM (1980)

4. METAMORPHOSEN

4.1 Einführung

Die Klärung von Deformations- und Kristallisationsabläufen in einem polymetamorph überprägten Arbeitsgebiet kann immer nur eine Annäherung an die wirklichen Geschehnisse sein.

ANDREATTA (1952 und 1954) übernahm bei der Bearbeitung der Ortlergruppe das alte Drei-Zonen Schema von GRUBENMANN (1925), Epi-, Meso- und Katazone. Diese Einteilung wird bei meiner Bearbeitung der Metamorphose im östlichen Campo Kristallin zusammen mit der heute üblichen Einteilung (low-, medium- und high-grade) als Referenz an ANDREATTA's umfangreiche Literatur weiter verwendet.
Grundlage der Druck- und Temperaturabschätzungen der einzelnen Ereignisse ist die Faziesgliederung nach WINKLER (1965).
"Kritische" Minerale (u.a. Chloritoid, Almandin, Staurolith, Disthen und Sillimanit) und deren Berührungsparagenesen in Dünnschliffen aus dem Arbeitsgebiet sind die Angelpunkte des Kapitels Metamorphosen.
Die Durchsicht der Dünnschliffe erlaubte weiterhin eine Aussage zum Verhältnis von Kristallisation und Deformation ihrer Minerale und, weitaus seltener, zu deren zeitlicher Abfolge.
Nicht zuletzt ergänzen die Ergebnisse der in Kapitel 5 beschriebenen Untersuchungen des Granat-Zonarbaues die Petrographie und helfen bei der Klärung der metamorphen Entwicklung der untersuchten Gesteine.

4.2 Kristallisation und Deformation

4.2.1 Martell-Tal, nördliches Ultental, Peio-Tal und nordseitiges Cercena-Tal

4.2.1.1 Die in diesen Gebieten anstehenden Glimmerschiefer und Gneise haben nach ANDREATTA. 1952 und 1954

Die sedimentären Abfolgen gelangten unter prograde Metamorphose-Bedingungen (Hauptmetamorphose Def 1, Kr 1) (Tab.1).
Ob vor diesem Ereignis schon eine ältere Metamorphose stattfand, die dem Ausgangsgestein eine erste Schieferung und Kristallisation (Def 0, Kr 0) aufprägte, ist möglich, aber in diesem Bereich nicht zu belegen.
Das Hauptschieferungs-Gefüge (sf) und der isoklinale Faltenbau des Bereiches wurde angelegt (Def 1).
Syn- und posttektonisch kristallisierten während der Hauptmetamorphose (Kr 1) Staurolith, Almandin, Hellglimmer, Biotit, Plagioklas und Quarz (s. a. Tab. 1, S. 75).
Die Almandine kristallisierten syntektonisch. Ihre Kerne sind rotiert, die Körner sind gestreckt und zerbrochen.
Die ältere Generation der Staurolithe sproßte syntektonisch; die jüngere sproßte über das Gefüge und schloß z.T. Granate mit ein.
Zu diesen jüngeren Mineralbildungen (postkinematisch) gehören auch die häufig entwickelten Querglimmer.
Daran schloß sich eine retrograde Metamorphose an - die Diaphtorese (Def 2, Kr 2):
Plagioklas wurde in Serizit, Epidot und Zoisit umgebildet, Almandine und Biotite chloritisiert.
Kinkbands in Staurolithen und Glimmern und Stauchungen von Plagioklasen sind der zweiten Deformationsphase (Def 2) zuzuschreiben.
Innerhalb der Staurolithe bildete sich nadelförmiger Chlo-

ritoid. Gleichzeitig wurden sie vom Rande her serizitisiert. Aus dem ungeregelten Wachstum der Chloritoid-Nadeln kann geschlossen werden, daß die Kristallisationsphase (Kr 2) der retrograden Metamorphose plus-minus statisch verlief (Def 2 vor Kr 2).

Tab. 1: Mineralentwicklungstabelle für Martell-Tal, nördliches Ultental, Peio-Tal und nordseitiges Cercena-Tal (medium-grade metamorphe Paragesteine)

	Kr 0 ?	Def 1 Kr 1	Kr 1 (postk.)	Def 2 Kr 2	Def 3 Kr 3
Qz		———	———	——	——
Plg		———	———	——	
Bio		———	———	——	
Mus		———	———		
Seri				———	
Cnl				——	——
Alm 1	— —	———			
Alm 2			——		
Stau		———	———		
Cta				———	
Epi				——	——
Zoi				——	
Turm				——	

Problematisch ist die Stellung der 2. Almandin-Generation: Postkinematisch sproßten diese Granate über älteres Gefüge. So können sie in der postkinematischen Kristallisation 1 (Kr 1) entstanden sein.

Eine tektonische und diaphthoritische Beeinflussung der Almandine 2. Generation ist nicht zu beobachten.
Die Möglichkeit einer späteren Bildung (Kr 2) ist nicht gegeben, da die Bedingungen während der Diaphthorese nicht

für eine Almandin-Sprossung ausgereicht haben (s. a. Kap. 4.3.1).

In der noch jüngeren Phase der Diaphthorese kam es dann zur Kataklase und Mylonitisierung der Gesteine (Def 3). Es bildeten sich Mylonite, tektonische Brekzien und Pseudotachylite. Diese Deformation (Def 3) könnte durch die alpidischen Deckenschübe bewirkt worden sein.

4.2.1.2 In den Quarz-Phylliten verlief die Deformation und Kristallisation nach demselben Muster:

Die Mineral Paragenese Alm-Hgl-Chl-(Biotit-) Plg-Qz ist hier kennzeichnend für die Hauptmetamorphose (Def 1, Kr 1). Chlorit ist neben Biotit und Muskovit beständig (Tab. 2). Zwei Glimmer-Generationen weisen auf eine syn- und auf eine postkinematische Kristallisation hin.

Die Diaphthorese zeigt sich an den gleichen Phänomenen wie in den Glimmerschiefern. Biotite sind kaum mehr vorhanden, sie wurden meist vollständig in Chlorit umgewandelt. Auch Hellglimmer sind vollständig serizitisiert. Quarz zeigt Rekristallisationen.

Die Deformation, Serizitisierung und Chloritisierung des Gesteins veranlaßte ANDREATTA (1952) von einer "Phyllonitisierung" zu sprechen.

Die in den Phylliten sichtbare zweite Schieferung wird der Deformation 2 (Def 2) zugeschrieben.

Ähnlich wie die Glimmerschiefer unterlagen die Quarz-Phyllite einer Kataklase und Mylonitisierung (Def 3).

Tab. 2: Mineralentwicklungstabelle für die Quarz-Phyllit-Hülle ("epizonal" nach ANDREATTA, 1952)

	Def 1 Kr 1	Kr 1 (postk.)	Def 2 Kr 2	Def 3 Kr 3
Qz	———	———	——	——
Plg	———	———		
Bio	———	———	——	
Mus	———	———		
Seri			———	
Chl		——	——	——
Alm	———	——?		
Epi			——	——
Zoi			——	
Turm			——	

4.2.1.3 Der Marteller Pegmatit intrudierte nach der synkinematischen Kristallisation 1 (Kr 1). In seinen Randbereichen bildete der Pegmatit das sf-Gefüge seines Rahmens (Paragneise) ab, durchbrach aber auch Schieferstrukturen diskordant.

Die Diaphthorese kann nur an Merkmalen einer "kalten" Deformation (Def 2) nachgewiesen werden. In den Randbereichen sind Zerscherung der Albit-Lamellen, beginnende Rekristallisation von Quarz und Chloritisierung von Biotit zu beobachten (Kr 2).

Die Erscheinung einer randlichen Kataklase und Mylonitisierung der Augengneise im Martell-Tal ist auf Def 3 zurückzuführen.

Die Amphibolite des untersuchten Bereiches wurden von PUVOGEL (1978) auf basische Turfe, Laven oder Basalte zurückgeführt.

Die diaphthoritische Kristallisation 2 (Kr 2) ist in den Amphiboliten belegt durch:

beginnende Rekristallisation von Quarz,
Epidot wandelt sich in Klinozoisit um,
Biotit in Chlorit,
Plagioklas wird von Zoisit, Serizit und Epidot durchsetzt.

Für den Bereich Martell-Tal und nördliches Ultental ergibt sich folgender Metamorphoseablauf:
Die Ausbildung der Hauptschieferung (sf) erfolgte vor und während der stärksten Metamorphose (Def 1 und Kr 1). Später schloß sich eine Diaphthorese an, die durch eine schwache Deformation eingeleitet wurde. Damit war eine retrograde Umwandlung des alten Mineralbestandes verbunden (Def 2 und Kr 2). Es folgte eine weitere Deformation, die bis zur Mylonitisierung führte (Def 3).

4.2.2 Kr und Def im südlichen Ultental, Bressimo- und Rabbital

4.2.2.1 Die Paragesteine aus der "Katazone" (ANDREATTA, 1952) des östlichen Campo Kristallin unterlagen einer ähnlichen Metamorphose-Geschichte wie die Paragesteine aus der "Mesozone", die im vorigen Kapitel beschrieben wurde. Der Unterschied liegt in den Mineral-Paragenesen der Hauptmetamorphose, die extremere Bedingungen widerspiegeln (medium- bis high-grade Metamorphose).
Die Ausgangsgesteine waren die gleichen. v. SEIDLEIN (1982) glaubt in zerbrochenem, reliktischem Granat mit diskordanter innerer Schieferung, den er in "prä- oder interkinematischen" Albit- und Oligoklasblasten finden konnte, einen Hinweis auf eine alte (kaledonische?), prograde Metamorphose gefunden zu haben (Def 0, Kr 0).
Diese Annahme kann gestützt werden durch die Zonierung der Almandin-Körner aus der LeMandrie- und der Tremenesca-Gruppe (s.a. Kap. 5.3.1).
Es kam jedenfalls zur Ausbildung der Hauptschieferung sf

(Def 1) und vermutlich auch zur Anlage der steilachsigen (Schlingen-) Tektonik in diesen Bereichen (Tab. 3).
Während der Hauptmetamorphose (Kr 1) kristallisierten im Rabbi-Tal und südöstlich der Rumo-Linie syn- bis posttektonisch Plagioklas, Albit, Biotit, Muskovit, Almandin, Disthen und Staurolith.
Nordwestlich der Rumo-Linie entstanden prä-synkinematisch Almandin, Disthen, Biotit, Hellglimmer und Plagioklas und darauf, postkinematisch Sillimanit, Cordierit, Biotit, Plagioklas und Kalifeldspat. Im südlichen Ultental-Kamm kam es zur Migmatitisierung.

In der anschließenden Diaphthorese (Def 2, Kr 2) setzte südöstlich der Rumo-Linie mit beginnender Deformation (Def 2, nicht überall ausgebildet) eine Quarz-Subkorn- und Neukorn-Bildung ein, ein kinking der Staurolithe, Disthene und Glimmer und eine Kataklase der Plagioklase. Plagioklase serizitisierten und wurden in Zoisit und Epidot umgewandelt. Granate und Biotite chloritisierten; Klinozoisit wurde neu gebildet (Kr 2).
In den Gesteinen nordwestlich der Rumo-Linie kennzeichnet folgende Paragenese die retrograden Bedingungen (Kr 2): Almandin (reliktisch)-Chlorit-Hellglimmer und Quarz. Chlorit bildete sich aus Granat und Biotit, Serizit sproßte in den Feldspäten und säumte Disthen. Die Deformation wirkte wie in den Gesteinen südöstlich der Rumo-Linie.
In einer noch jüngeren Phase der Diaphthorese erfolgte dann beidseitig der Rumo-Linie und im Rabbi-Tal eine Kataklase und Mylonitisierung (Def 3). Es bildeten sich tektonische Brekzien und Pseudotachylite.
Weiterhin entstanden in der "Katazone" zwischen Peio-Linie und PN junge Kluftsysteme (Def 3) mit Füllungen aus Epidot, Chlorit und Quarz (Kr 3).

Tab. 3: Mineralentwicklungstabelle für das südliche Ultental, Bressimo- und Rabbital (medium-high grade metamorphe Paragesteine)

	Kr 0	Def 1 Kr 1	Kr 1 (postkin.)	Def 2 Kr 2	Def 3 Kr 3
Qz	– –	———	———	——	——
Plg	– –	———	———		
Kfsp	– –		———		
Bio		———	———	——	
Mus		———	———		
Seri				——	
Chl				——	——
Alm 1	– –	———			
Alm 2			——		
Di		———	———		
Stau		———	———		
Sill			———		
Cord			———		
Klz				——	
Epi				——	——
Zoi				——	
Stil					——
Turm				——	

4.2.2.2 Die Orthogneise der "Katazone", entstanden während einer prävariszischen magmatischen Kristallisation (vgl. Kap. 4.2.2), erhielten während der ersten variszischen Deformationsphase (Def 1) ihr Hauptflächengefüge und liegen heute konkordant im Rahmengestein. Der Mineralbestand der magmatischen Kristallisation (Kr 0; Qz-Kfsp-Oligoklas-Albit, Biotit und Muskovit) blieb während der Hauptkristallisation (Kr 1) mehr oder weniger stabil und erfuhr erst während der Diaphthorese eine Umkristallisation.

Die Diaphthorese bewirkte in den Orthogneisen folgende Reaktionen:

Plagioklase und Glimmer wurden deformiert,
beginnende Quarz-Rekristallisation,
Plagioklase werden saussuritisiert oder albitisiert,
Biotite chloritisieren,
und Klinozoisit wird neugebildet.
Weitere Deformation (Def 3) führt auch in den Orthogneisen zu Kataklase und Mylonitisierung.

4.2.2.3 Die Hauptmetamorphose in den Amphiboliten wird gekennzeichnet durch die Paragenese
gemeine Hornblende-Oligoklas (Andesin) (Kr 1),
die Hauptschieferung ist konkordant zum Rahmengestein ausgebildet (Def 1).
Wie bei den Para- und Orthogneisen äußert sich die Diaphthorese bei den Amphiboliten in einer schwachen Deformation, durch welche die Quarze zum Teil rekristallisieren.
Der diaphthoritischen Kristallisation (Kr 2) entsprechen folgende Umwandlungen:
Granate werden keliphitisiert,
Biotit ——> Chlorit,
Oligoklas zerfällt in Zoisit, Serizit und Epidot,
Amphibole werden z.T. in Chlorit, bzw. Klinozoisit und Epidot umgewandelt.
Es folgte eine starke Kataklase der Amphibolithe und eine weitere Umwandlung der Amphibole in Chlorit und Epidot (Def 3, Kr 3?).
Auf die Genese der Peridotite wird im Rahmen der P/T-Abschätzungen in Kap. 4.3.2.1 eingegangen.

Zusammenfassend ergibt sich für die "Katazone" folgender Metamorphoseablauf:

Vor der Hauptmetamorphose unterlagen die Paragesteine vermutlich schon einer älteren Metamorphose, deren Alter und Intensität nicht mehr festzustellen ist (Def 0, Kr 0).
Möglicherweise fand in dieser Zeit auch die magmatische

Kristallisation der heutigen Orthogneise statt (Kr 0).
Aus dem Mantel abgeleitete Spinell-Peridotite wurden in die heutigen Granoblastite eingeschuppt (n. HERZBERG et al. 1977, s. a. Kap. 4.3.2.1).
In der Hauptmetamorphose wurde das Schiefergefüge (sf) und die steilachsige Tektonik angelegt (Def 1).
Es entstanden prä-synkinematisch medium-grade metamorphe Paragenesen und postkinematisch high-grade metamorphe Paragenesen (Kr 1). Im Ultental-Kamm kam es zur lokalen Anatexis.
Weiter unterlagen die Gesteine später einer Diaphthorese, die von verschieden stark ausgeprägten Deformationsphasen begleitet wurde und alle Gesteine der "Katazone" unterschiedlich stark erfaßte (Def 2, Kr 2).
Durch eine weitere Deformation (Def 3) kommt es zur Kataklase und Mylonitisierung mit entsprechenden Mineralneubildungen sowie zur Pseudotachylit-Bildung.
Zuletzt bildeten sich auf Klüften Quarz, Chlorit, Epidot und Talk (Kr 3).

4.3 P-T Bedingungen der Metamorphosen

4.3.1 Im Bereich Martell-Tal, Ultental Nord, Peio- und Chercenatal ("Mesozone" nach ANDREATTA, 1952)

4.3.1.1 Hauptmetamorphose (Def 1, Kr 1)

Glimmerschiefer und Glimmergneise:

Aus sandig-tonigen Sedimenten entstand durch die Hauptmetamorphose die Berührungsparagenese
Stau-Alm-Hgl-Bio-Plg-Qz.
Diese entspricht einer "medium-grade" Metamorphose (WINKLER 1976) bzw. der Stau-Alm Subfazies des Barrow-Typs.
Dafür spricht auch der An-Gehalt der Plagioklase (An 15-25 %).
Die P-T Bedingungen werden mit Hilfe eines von WINKLER (1976)

gegebenen Diagrammes (Abb. 5) abgeschätzt:

Sie liegen zwischen 550 °C und 5kb und
570 °C und 6kb.

Staurolith konnte sich nach zwei Reaktionen bilden (WINKLER 1975; MYASHIRO 1973):

(1) Ctd + Chl + Mu ⟶ Stau + Bio + Alm + H_2O oder
(2) Fe-reicher Chl + Mu ⟶ Stau + Bio + Alm + H_2O

Almandin bildete sich aus:

(3) Chl + Bio + Qz ⟶ Alm + Bio + H_2O oder
(4) Chl + Mu + Qz ⟶ Alm + Bio + H_2O

Plagioklas könnte sich nach folgender Reaktion gebildet haben:

(5) Alb + Cc + Qz + Mu + Chl ⟶ Plg + Bio + CO_2 + H_2O

Quarz-Phyllite:
Die Quarz-Phyllite sind gekennzeichnet durch folgende Mineralparagenese (Berührungsparagenese):
Alm-Hgl-Chl-(Bio, Serizit)-Plg-Qz
Damit ist der Qz-Phyllit in den hochtemperierten Bereich der Grünschieferfazies, der Qz-Albit-Epidot-Alm Subfazies einzuordnen.
Chlorit ist in den Qz-Phylliten neben Biotit und Muskovit beständig.
Almandin bildet sich in diesem hochtemperierten Bereich der Grünschieferfazies erstmalig nach der Gleichung:

(6) Fe-Mg-Al-Chlorit + Qz ⟶ Alm + Mg-Chlorit (WERNER 1971)

Die in den Qz-Phyllit eingeschalteten Prasinite enthalten die Mineralparagenese
Hbl-Chl-Bio-(Serizit)-Plg-Qz
Auch Hornblende kommt in der Qz-Albit-Epidot-Alm-Subfazies erstmalig vor:

(7) Chl + Akt/Tre + Epi + Qz ⟶ Hbl (WERNER 1971)

Die Mindestbedingungen für die oben genannten Paragenesen

liegen (nach WINKLER, 1965) bei
420 ± 15 °C und 5 kb
Die maximalen Bedingungen für die Bildung der Qz-Phyllite waren 530 °C (Mind. Temperatur für Almandin) und
5 kb (Fehlen von Staurolith).

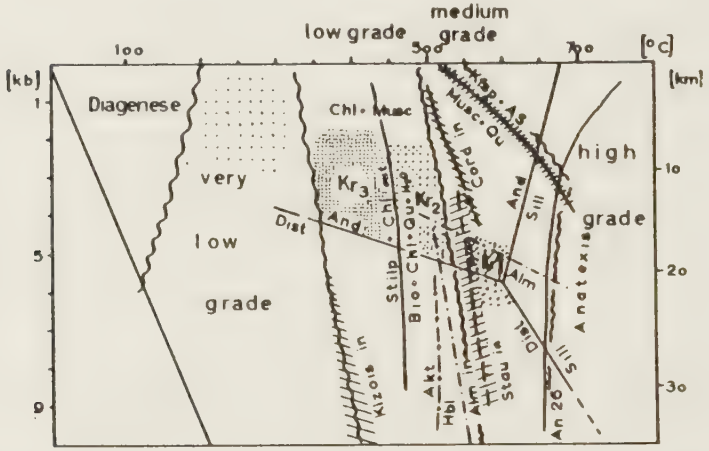


Abb. 5: Die Stabilitätsbereiche der drei Kristallisationsphasen in der "Mesozone", eingetragen in ein P-T-Diagramm nach WINKLER (1965).
Die Bedingungen in den Qz-Phylliten sind nicht berücksichtigt.

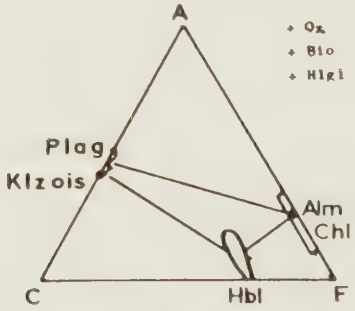


Abb. 6: Die low-grade Paragenesen in den Amphiboliten des Martell-Tals und benachbarter Gebiete (aus WINKLER 1975).

Marteller Pegmatit:

Da der Marteller Pegmatit erst nach der Hauptmetamorphose (Def 1, Kr 1) intrudierte, wird hier auf Kapitel 4.2.1.3 verwiesen.

Amphibolite:

Die Mineralgesellschaft der Amphibolite aus
Hbl-Epi-Klz-Plg-Qz-Bio-Gt-Chl (Abb. 6)
deutet auf den höheren Bereich der "low-grade" Metamorphose (WINKLER 1975). Da die Hornblende stabil ist und sich noch nicht in Aktinolith umgewandelt hat, können während der Hauptmetamorphose (Def 1, Kr 1) Temperaturen von maximal 500 °C geherrscht haben.

4.3.1.2 Diaphthorese (Def 2, Kr 2)

Glimmerschiefer und Gneise:

Unter den niedrigeren P-T Bedingungen der retrograden Metamorphose, die nicht überall gleichstark wirkte, erfolgte in den Schiefern und Gneisen des Martell-Tals und des nördlichen Ultentals folgende Mineralumwandlung und Neubildung:
- Almandin ⟶ Chlorit
- Biotit ⟶ Chlorit (Pennin)
- Staurolith ⟶ Chloritoid und Serizit

Die Messungen an zonargebauten Plagioklasen aus dem Martell-Tal, deren Bildung durch Kr 2 erfolgt sein könnte, ergaben:
An-Gehalt Kern 15-20 %,
An-Gehalt Rand 3- 5 %.

Aufgrund dieser Zonierung und der Neubildung der o.g. Minerale kann angenommen werden, daß die Diaphthorese unter den Bedingungen der Qz-Albit-Mus-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies ablief.
Daraus ergeben sich P-T Bedingungen von (WINKLER 1967):
410 °C bei 3 kb bis maximal
420 °C bei 5 kb.

Phyllite:

In den Quarz-Phylliten treten, mit Ausnahme der Staurolith-Reaktionen, dieselben Phänomene auf wie bei der retrograden Prägung der o.g. Glimmerschiefer. Bei diesen waren noch Biotite zu beobachten; sie wurden nicht vollständig in Chlorit übergeführt. Bei den Quarz-Phylliten finden sich keine Biotite mehr.
Da für die niedrigste Subfazies der Grünschieferfazies, die Qz-Albit-Mus-Chlorit-Subfazies das Fehlen von Biotit charakteristisch ist und Biotit andererseits in der mittleren Subfazies, der Qz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies erstmalig auftritt, dürften die Bedingungen der Diaphthorese in den Qz-Phylliten 420 °C und 5 kb nicht überschritten haben (WINKLER 1967).

Marteller Pegmatit:
Die Diaphthorese des Marteller Pegmatit, vgl. Kap. 4.2.1.3.

Amphibolite:
Da in den Amphiboliten die Hornblenden noch stabil geblieben sind, das heißt, die Albit-Aktinolith-Chlorit-Fazies nicht erreicht wurde, betrugen die Temperaturen bei der Diaphthorese (Def 2, Kr 2) in den Amphiboliten nur wenig unter 500 °C (s.a. Reaktion (7) in Kap. 4.3.1.1).

4.3.2 P-T Bedingungen im Bereich südliches Ultental, Bressimo- und Rabbital ("Katazone" nach ANDREATTA 1952)

4.3.2.1 Hauptmetamorphose (Def 1, Kr 1)

Paragesteine im Rabbi-Tal und südöstlich der Rumo-Linie:

Die Hauptmetamorphose in diesem Bereich wird gekennzeichnet durch die Paragenese
Di-Stau-Alm-Plg-Qz-Mus-Bio in Glimmerschiefern und Gneisen.

Die Paragenese ist charakteristisch für die Stau-Alm-Subfazies der Amphibolitfazies (WINKLER 1965),

s. dazu Abbildung 7:

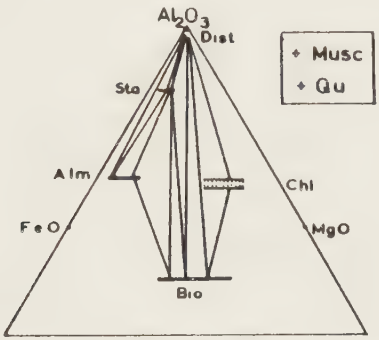


Abb. 7: Darstellung der höchstgradigen Paragenesen der Paragesteine südöstlich der Rumo-Linie im AFM-Dreieck. Sie sind typisch für die Almandin-medium-grade Metamorphose (aus WINKLER 1975).

Die Berührungsparagenesen Stau-Di und Di-Almandin zeigen Minimalbedingungen der Hauptmetamorphose (Def 1, Kr 1) von 575 °C und 5,5 kb an.
Die maximalen Temperaturbedingungen können durch den Zerfall von Staurolith bestimmt werden:
Stau wird instabil mit einsetzender Anatexis bei 700 °C.

(8) Stau + Qz ⟶ Alm + Aluminosilikat + H_2O (HOSCHEK 1969)

An der Mga. Campo Secco im Rabbi-Tal ist beginnende Anatexis zu beobachten, Staurolith ist hier nicht mehr vorhanden. Im übrigen Bereich kommt sowohl Staurolith als auch Disthen vor; Anatexis ist nicht eingetreten.
So lassen sich die maximalen Temperaturen bei der Hauptmetamorphose (Def 1, Kr 1) auf höchstens 700 °C festlegen.
Disthen kann zwar aus Staurolith entstehen:

(9) Stau + Qz ⟶ Di + Alm + H_2O (HOSCHEK 1969),

doch konnte eine solche Reaktion nicht beobachtet werden.

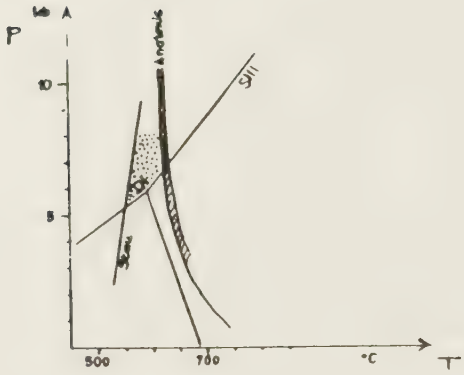


Abb. 8: Der Stabilitätsbereich der Stau-Di-Paragenesen im Rabbi-Tal und südöstlich der Rumo-Linie (nach WINKLER 1965).

So muß Staurolith und Disthen in verschiedenen Phasen nach folgenden Reaktionen (MIYASHIRO 1973) entstanden sein:

(10) Chl+ Qz --→ Stau + Mg-Chl + H_2O

(11) Chl+ Mus --→ Stau + Bio + Qz + H_2O

(12) Chl+ Mus+ Qz --→ Di + Bio + H_2O

Aus den gleichen Mineralen konnte Almandin entstehen (WINKLER 1965) :

(3) Chl+ Bio_1+ Qz --→ Alm-reicher Grt+ Bio_2+ H_2O

(4) Chl+ Mus+ Qz --→ Alm + Bio + H_2O

(13) Fe-Chl + Mus + Qz --→ Alm-reicher Grt+ Bio+ Al_2SiO_5+ H_2O

In Abb. 8 ist der Stabilitätsbereich der Al_2SiO_5-Isomorphen mit dem Bereich beginnender Anatexis dargestellt. Die punktierte Fläche gibt die Bedingungen der Hauptmetamorphose im Rabbi-Tal und südöstlich der Rumo-Linie wieder. Über den maximalen Druck ist keine Aussage möglich.

Paragesteine und Migmatite im Bressimo-Tal nordwestlich der Rumo-Linie und im südlichen Ultental:

Die Glimmerschiefer und Gneise, die Gneismigmatite und Migmatite dieses Bereiches unterlagen einer zweiaktigen Hauptmetamorphose (Def 1, Kr 1):
Prä-synkinematisch (erster Akt) entwickelte sich die

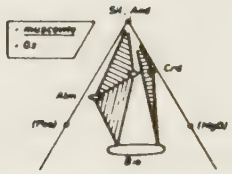
Paragenese Alm-Di-Bio-Hgl-Plg-Qz (Abb. 9a).

Der Berührungsparagenese Alm-Di nach hat sich der erste Akt (Kr 1) der Hauptmetamorphose bei etwa 575-650 °C und mindestens 5,5 kb vollzogen.
Das entspricht der Di-Alm-Subfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies (WINKLER 1965) (Abb. 14).
Die Metamorphosegeschichte der Granoblastite verlief nicht zeitgleich mit der der übrigen Paragesteine (vgl. Kap. 4.2.2.1). Die Paragenesen entsprechen jedoch denen der Gilmmerschiefer und Gneise (Abb. 9a).
Der von BRENNEIS (1971) und HERZBERG et al. (1977) geforderten Einstufung der Granoblastite in die Granulit-Fazies (WINKLER 1979) kann nicht entsprochen werden, da das kritische Mineral Hypersthen sich nicht bildete.
Bei höheren Drucken (BRENNEIS, 1971, nimmt 10 kb an) und 650 - 700 °C sollten bei $p_{H_2O} = p_f$ schon Teilschmelzen gebildet werden. Anzeichen einer Migmatisierung der Granoblastite können nahe des Kontaktes zum Migmatit beobachtet werden.
Zunächst unterlagen die Granoblastite wohl einer "trockenen" Metamorphose mit maximalen Temperaturen von 650 - 700 °C und möglicherweise hohen Drucken (7 - 8 kb).

Postkinematisch (zweiter Akt von Kr 1) erlebten dann sowohl Glimmerschiefer und Gneise als auch Granoblastite eine "high-grade" Metamorphose. Die kennzeichnende Mineralparagenese ist: Alm-Sill-Cord-Bio-Plg-Kf-Qz (Abb. 9b).

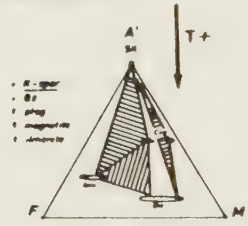
In den Glimmerschiefern und Gneisen kam es zur Schmelzbildung (Anatexis).

a)



[Cordierite-almandine]-medium-grade. (Staurolite may also be present.)

b)



[Cordierite-almandine]-high-grade.

Abb. 9: Die Paragenesen der Paragesteine nordwestlich der Rumo-Linie. a = prä- bis synkinematisch, b = postkinematisch (aus WINKLER 1976)

Im Paläosom reagiert Muskovit mit Cordierit und Almandin unter Bildung von Reaktionssäumen aus Biotit II (Phlogopit) und Sillimanit:

(15) Mu + Cord ⟶ BioII + Sill + Qz + H_2O

Experimentelle Untersuchungen von SEIFERT (1970) setzen für diese Reaktion bei 680 °C einen Druck von 5,5 kb voraus.

Im P-T Diagramm in Abb. 10 aus WINKLER (1976) wird der Bereich von koexistierendem Cordierit, Almandin, Sillimanit und Quarz bei verschiedenen X_{Fe}-Werten ($\frac{FeO}{MgO+FeO}$) Ver-

hältnissen) und die Anatexis-Mindestbedingungen dargestellt. Für die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Gneis-Migmatite vom südlichen Ultental-Kamm konnte ein durchschnittlicher X_{Fe}-Wert von 0,8 errechnet werden (s.a. Kap. 5.2).

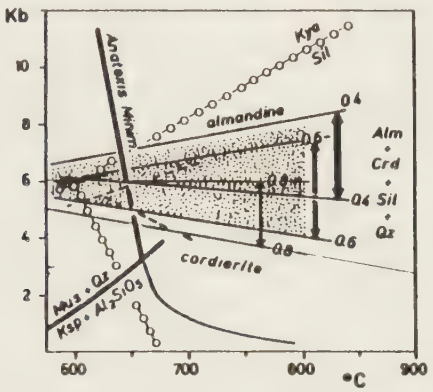


Abb. 10: P-T Diagramm von koexistierendem Cordierit, Almandin, Sillimanit und Quarz bei verschiedenen FeO/(MgO+FeO) Verhältnissen im Gesteinsgesamtchemismus. Dazu sind die Reaktionen eingezeichnet, welche die Grenze zwischen medium-grade und high-grade Metamorphose markieren und die ungefähre Phasengrenze Disthen/Sillimanit (aus WINKLER 1976).

Trägt man nun den Stabilitätsbereich der Berührungs-Paragenese Almandin-Cordierit bei einem X_{Fe}-Wert von 0,8 aus Abb. 10 in das P-T Diagramm in Abb. 11 ein, so sieht man, daß die Drucke bei der Anatexis mindestens 4 kb betragen haben müssen. Weiter ist in Abb. 7 zu erkennen, daß erst bei 650 °C mit der Bildung der Erstschmelze zu rechnen ist, da im Ausgangsgestein kein Kalifeldspat zu finden war (Abb. 9a; Gleichgewichtskurve A in Abb. 11).

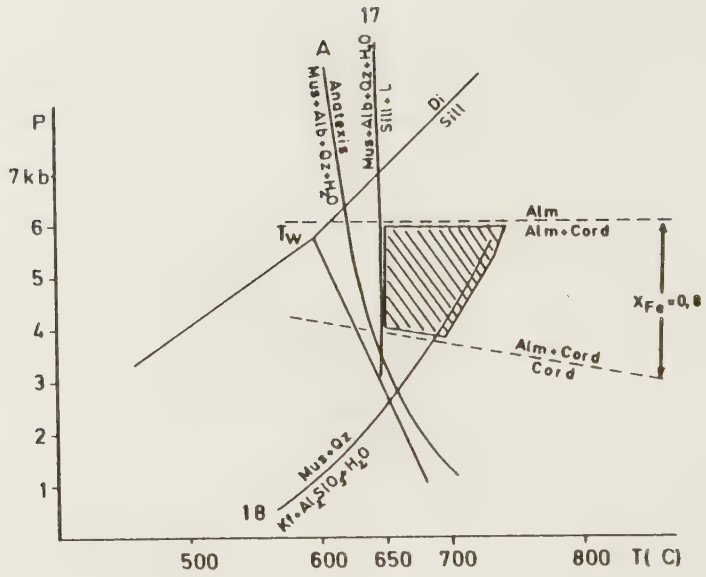


Abb. 11: P-T Bedingungen der "high-grade" Metamorphose und Migmatit-Bildung nordwestlich der Rumo-Linie (schraffiertes Feld). Tw = Tripelpunkt WINKLER 1979; A, 17 und 18 siehe Text.

Dazu die Reaktion (17) nach WINKLER (1979):

(17) Ab + Mus + Qz + H_2O ⟶ Sill + Schmelze (bestehend aus: Kalifeldspat, Ab-reichem Plagioklas, Quarz zusammen mit An-reichem Plg oder Quarz alleine.

Der dabei in den Diatexiten sprossende Sillimanit ist häufig mit Quarz oder Plagioklas verwachsen.

Die Bildung von Kalifeldspat in Leukosomen und Diatexiten kann nach folgender Reaktion erfolgt sein:

(18) Mus + Qz ⟶ Kf + Al_2SiO_5 + H_2O

Die Umwandlung von Muskovit ("breakdown") markiert den Beginn der "high-grade" Metamorphose. Nach ALTHAUS et al.

(1970) wird Muskovit bei 680 °C und mindestens 4 kb instabil.

Die Bedingungen der "high-grade" Metamorphose, die zur Bildung o.g. Paragenesen in den Glimmerschiefern und zur Bildung von Migmatiten und Diatexiten führten, lassen sich also abschätzen auf:

650 - 730 °C bei 4 - 6 kb (s.a. Abb. 11, schraffiertes Feld)

Dieser Temperaturbereich wird auch, was die Mindest-Temperatur betrifft, durch die Homogenisation des Granat-Zonarbaues (siehe Kap. 5.5) in den Migmatiten und Granoblastiten bestätigt.
640 °C gibt YARDLEY (1977) als Auslösetemperatur zur Homogenisierung eines Zonarbaues durch Diffusion in Almandinen an.

Amphibolite und Amphibolit-Gneise im Rabbi-, Bressimo- und Ultental südöstlich der Peio-Linie:

Die Hauptmetamorphose in den Amphiboliten wirkte syn- und überwiegend posttektonisch. Die kaum deformierten Hornblenden (Kr 1), die die Faltung (Def 1) abbilden, lassen diesen Schluß zu. In den Amphibolit-Gneisen kennzeichnen folgende Paragenesen die Kristallisation 1 (Kr 1) (Cumm und Tscher-Bestimmungen von v. SEIDLEIN (1982):

a. Cumm-Qz-Olig-Alb-Kf-Hgl-Alm-Chl-Klz-Epi-Zoi-Tc (Chl-Klz-Epi-Zoi-Tc: retrograd)
b. Tscher-Qz-Olig-Alb-Hgl-Bio-Alm-Chl-Klz-Zoi-Epi-Trt-Tc

a. stellt hierbei die höhergradige Paragenese dar.

Cumm-Alm-Plg-Zoi/Klz-Qz-Bio und
Tscher-Cumm-Alm-Plg-Zoi/Klz-Qz-Bio sind in der "medium-grade" Metamorphose stabil (Abb. 12; WINKLER 1976)

Die eine "high-grade" Metamorphose der Amphibolite kennzeichnenden Minerale wie Klinopyroxen, Diopsid oder Hypersthen konnten nicht gefunden werden.

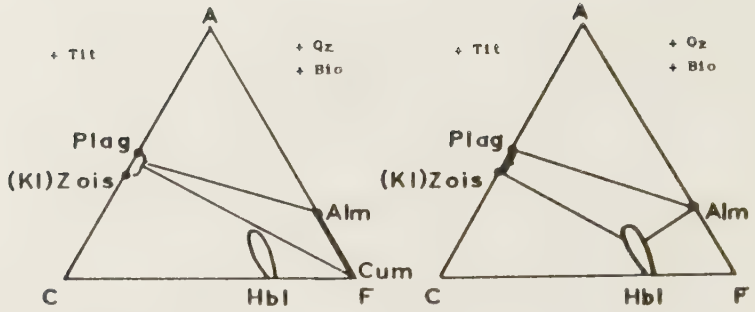


Abb. 12: Darstellung der medium-grade Paragenesen in den Amphiboliten mit Hilfe des ACF Diagrammes: a) ist nur noch reliktisch zu finden, b) ist häufiger. Auch darin kann noch Cummingtonit vorkommen. Diese Paragenesen sind charakteristisch für Oligoklas/Andesin-Amphibolite im höher temperierten Bereich der medium grade Metamorphose.

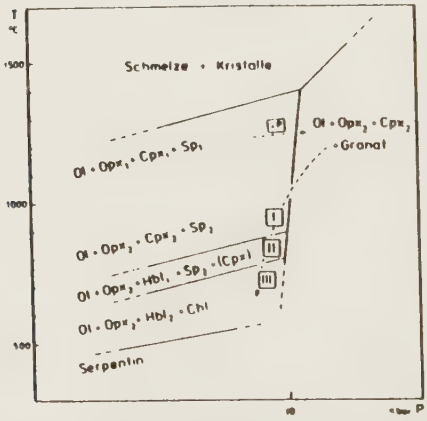


Abb. 13: Schematisches Diagramm der faziellen Entwicklung peridotitischer Ultramafitite im Ultentaler Bergzug. +P: Hochdruckmetamorphose zu Granat-Peridotiten mit Granat-Entmischung aus den Pyroxenen; I: erstes Kelyphitisierungsstadium mit pseudomagmatischer Mineral-Paragenese (im Ultentaler Bergzug nicht erhalten); II: zweitens Kelyphitisierungsstadium mit Bildung einer 1. Generation von Al-reicher Hornblende; III: drittes retromorphes Stadium mit Auflösung der Kelyphite durch Blastese einer 2. Generation von aktinolithischer Hornblende und/oder Chlorit (aus BRENNEIS 1971).

Peridotite im Gratbereich Ultental Süd, Bressimo- und La Valle Tal:

Nach BRENNEIS (1971) wurden

Spinell-Peridotite in das Nebengestein eingeschuppt (tektonische Platznahme). Die Tatsache, daß heute Peridotit-Linsen sowohl in Gneismigmatiten, Migmatiten wie auch in Granoblastiten zu finden sind, macht eine genetische Deutung schwierig. Sicher sind die Peridotite von der Hauptmetamorphose (Def 1, Kr 1) erfaßt worden; das beweist ihre mit dem Rahmengestein konkordante Schieferung.
BRENNEIS faßte die fazielle Entwicklung der Peridotite in einem schematischen Diagramm (Abb. 13) zusammen:
Bei Temperaturen von 750 - 900 °C und Drucken von etwa 10 kb wurden die Spinell-Peridotite samt Nebengestein versenkt. Es bildeten sich die Granat-Peridotite (bei annähernd Granulitfazies im Nebengestein).
In der Abbildung 13 könnte der Punkt P der Hauptmetamorphose (Def 1, Kr 1) entsprechen. Dies ist jedoch keine sichere Korrelation (u.a. zu hohe Temperaturen).
Die retrograde Metamorphose (Def 2, Kr 2) setzte bei der Hebung in mittlere Krustenniveaus ein und löste die Keliphitisierung der Granate aus. Es entstanden metamorphe Spinell-Peridotite (Abb. 13, Stadium II).
In einem weiteren, retrograden Stadium (um 500 °C) entwickelte sich die Chlorit-Peridotit-Fazies (Abb. 8, Stadium III). Die Spinelle wurden hydratisiert. Diese Fazies könnte der retrograden Phase Def 3, Kr 3 entsprechen. Serpentinisierung konnte dann unter 500 °C einsetzen.

4.3.2.2 Diaphthorese und Mylonitisierung (Def 2, Kr 2/ Def 3, Kr 3)

Paragesteine südlich der Peio-Linie:

Unter den schwächeren P-T Bedingungen der retrograden Metamorphose fanden folgende Umwandlungen statt:

a. Almandin und Biotit ⟶ Chlorit
b. Staurolith, Disthen und Plagioklas ⟶ Serizit u. Chlorit
c. Plagioklas ⟶ Albit
d. Plagioklas saussuritisiert

Die Chloritisierung von Almandin (a) nach der Reaktion

(4) Chl + Mus + Qz ⟵ Alm + Bio + H_2O

verläuft bei Temperaturen unter 520 °C.

Die Umwandlung von Staurolith und Disthen in Chlorit (b) nach den Reaktionen

(11) Chl + Mus ⟵ Stau + Bio + Qz + H_2O

(12) Chl + Mus + Qz ⟵ Di + Bio + H_2O

lassen auf Temperaturen unter 550 °C und Drucke unter 5 kb schließen.

Die Paragenesen

Chl-Bio-Mus-Qz und

Chl-Klz-Mus sind für den "low-grade" Bereich zwischen etwa 460 und 520 °C charakteristisch (Abb. 14, Kr 2).

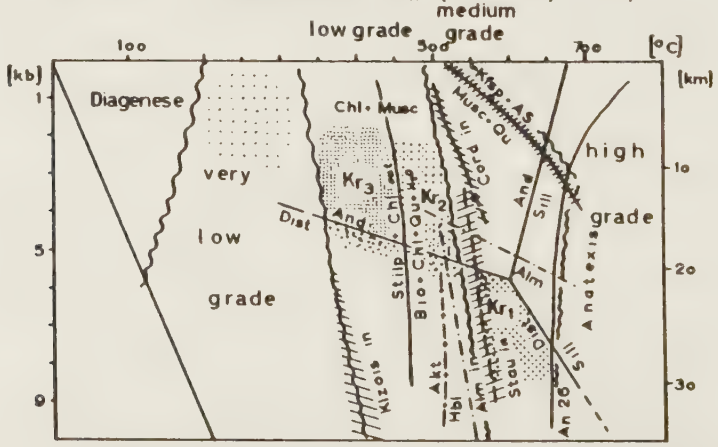


Abb. 14: Die Stabilitätsbereiche der drei Kristallisationsphasen in der "Katazone", jedoch ohne Berücksichtigung der Bedingungen von Kr 1 nordwestlich der Rumo-Linie (Migmatite). Dieser "high grade" Bereich wird in Abb. 11 gesondert dargestellt. (P-T-Diagramm nach WINKLER 1965)

In der LeMandrie-Gruppe konnte posttektonisch gewachsener Stilpnomelan ("post-Def3") gefunden werden. Er zeigt sich z.T. in Berührungsparagenese mit Klinozoisit. So kann für die junge, retrograde Kristallisation (Kr 3) nach WINKLER (1976) ein Temperaturbereich von 340 - 430 °C angenommen werden.

Orthogneise und Amphibolithe südöstlich der Peio-Linie:

Die Diaphthorese in den Granitgneisen des Rabbi- und Bressimotales zeigt sich an ähnlichen Mineralneubildungen wie in den Paragesteinen:

Biotit ⟶ Chlorit (Pennin)
Plagioklas ⟶ Serizit
Plagioklas ⟶ Epidot
Plagioklas ⟶ Zoisit (-"Filz")

Es finden sich dieselben "low grade" Mineralparagenesen wie in den Paragesteinen. Deshalb unterlagen die Orthogneise wohl denselben P-T-Bedingungen in der Diaphthorese wie die Paragneise.
Bei den Amphibolitgneisen und Amphiboliten äußert sich die Diaphthorese (Kr 2) durch die Paragenese
Akt-Qz-Olig-Alb-Kf-Chl-Mus-Alm-Klz-Zoi-Trt.
Durch die in Abb. 15 dargestellten Paragenesen der "low grade" Metamorphose (Kr 2) in den Amphibolitgneisen wird deutlich, daß in der retrograden Metamorphose Temperaturen erreicht wurden, die gerade kritische Bedingungen für die Hornblende darstellten: Hbl ⟶ Akt Klz Chl.
Hornblende zerfällt jedoch nicht völlig; sie bleibt reliktisch erhalten.
Die Diaphthorese erreichte somit in den Amphibolitgneisen und Amphiboliten eine Temperatur von höchstens 500 °C.

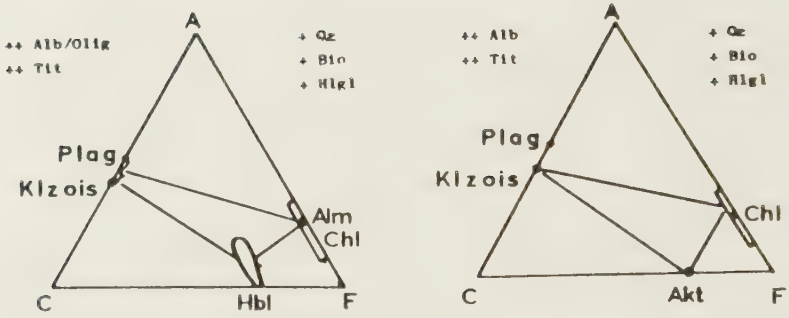


Abb. 15: Darstellung der "low-grade" Paragenesen in Olig/Andesin-Amphiboliten. Links: Albit-Olig-Hbl-Chlorit Zone, höher temperierter Bereich des low-grade Feldes. Rechts: Übergang zu mafischen Grünschiefern, Albit-Aktinolith-Chlorit Zone, der tiefer temperierte Bereich des low-grade Feldes. Der Zustand ist nicht ganz erreicht worden. (ACF-Diagramme nach WINKLER 1976).

4.4 Zusammenfassung der Untersuchungen zur Metamorphose

A. Für den "mesozonalen" Bereich des östlichen Campo Kristallins (in Abb. 4 "stau-alm medium-grade" Bereich) in Martell- und nördlichem Ultental ergeben sich folgender Metamorphose-Ablauf und -Bedingungen:
Die Ausbildung der Hauptschieferung (sf) erfolgte vor und während der Hauptmetamorphose (Def 1, Kr 1) und nach einer wenig gesicherten ersten Metamorphose (Def 0, Kr 0).
Es entstand die Berührungsparagenese
Stau-Alm-Hgl-Bio-Plg-Qz.
Diese entspricht einer "medium-grade" Metamorphose (WINKLER 1976) bzw. der Stau-Alm Subfazies des Barrow-Typs.
Die P-T Bedingungen lagen zwischen
550 °C bei 5 kb und
570 °C bei 6 kb.

Es schloß sich eine Diaphthorese (Def 2, Kr 2) an, die durch eine schwache Deformation eingeleitet wurde. Damit war eine retrograde Umwandlung des alten Mineralbestandes verbunden. Die Diaphthorese lief unter den Bedingungen der Qz-Alb-Mus-Chlorit Subfazies der Grünschieferfazies ab. Es ergeben sich hierfür P-T Bedingungen von
420 °C bei 3 kb bis maximal
420 °C bei 5 kb.
In der jüngsten Phase der Diaphthorese (Def 3, Kr 3) kam es zur Kataklase und Mylonitisierung der Gesteine. In Klüften kristallisierten hydrothermale Phasen.

B. In der Quarzphyllit-Hülle (in Abb. 4 "Qz-Alb-Epi-Alm low grade" Bereich) verlief die Deformation und Kristallisation nach demselben Muster:
Die Mineralparagenese Alm-Hgl-Chl-(Biotit)-Plg-Qz kennzeichnet die Hauptmetamorphose (Def 1, Kr 1). Der Quarzphyllit ist in den hochtemperierten Bereich der Grünschieferfazies, der Qz-Alb-Epi-Almandin Subfazies einzuordnen. Die P-T-Bedingungen dafür lagen zwischen
420 °C$\pm$ 15 °C bei 5 kb und
530 °C bei ebenfalls 5 kb.
In der Diaphthorese (Def 2, Kr 2) stellte sich die Paragenese Qz-Alb-Mus-Chlorit (niedrigste Subfazies der Grünschieferfazies) ein. Die P-T Bedingungen haben 420 °C und 5 kb nicht überschritten.

C. Die Metamorphosegeschichte der "katazonalen" Gesteine (in Abb. 4 der "di-alm medium-grade" und der "sill-cord-alm high-grade" Bereich) beginnt mit einer sehr alten, mindestens almandinfaziellen Metamorphose (Def 0, Kr 0). In der Hauptmetamorphose (Def 1, Kr 1) entstanden südlich der Rumo-Linie prä- bis synkinematisch medium-grade metamorphe Paragenesen:
Di-Stau-Alm-Plg-Qz-Mus-Bio bei P-T Mindestbedingungen von 575 °C bei 5 kb. Maximal erreichten die Temperaturen 700 °C.

Über den maximalen Druck kann nichts ausgesagt werden.
Nordwestlich der Rumo-Linie entwickelte sich prä- bis syn-kinematisch die Paragenese Alm-Di-Bio-Hgl-Plg-Qz bei P-T Bedingungen von etwa 575 - 650 °C bei mindestens 5,5 kb. Das entspricht der Di-Alm Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies (WINKLER 1965).
Postkinematisch kam es zu high-grade Bedingungen: Die Paragenese Alm-Sill-Cord-Bio-Kf-Plg-Qz deuten auf P-T Bedingungen von 650 - 730 °C bei 4 - 6 kb hin.
Es kam zur Bildung von Migmatiten.
Die Diaphthorese (Def 2, Kr 2) schuf sowohl südwestlich als auch südöstlich der Rumo-Linie, also im Bereich zwischen Peio-Linie und Periadriatischer Naht Paragenesen wie Chl-Bio-Mus-Qz und Chl-Klz-Mus.
Diese zeigen eine low-grade Metamorphose mit P-T Bedingungen zwischen 460 und 520 °C und maximal 5 kb.
Für die noch jüngere retrograde Kristallisation (Def 3, Kr 3) wird die Paragenese von posttektonisch gewachsenem Stilpnomelan ("post-Def 3") mit Klinozoisit zur Temperaturabschätzung herangezogen. Nach WINKLER (1976) kann so für Kr 3, welche auch die hydrothermalen Kluftfüllungen bewirkte, eine Temperatur von 340 - 430 °C angenommen werden.

5. MESSUNGEN DES GRANAT-ZONARBAUS

5.1 Einführung

Seit Mitte der 60er Jahre wird das Mineral Granat mit immer größerem Interesse von Petrologen, Mineralogen und Geochemikern untersucht. Einer der Gründe für das steigende Interesse war die Verfügbarkeit der Elektronenstrahl-Mikrosonde zur Granatanalyse und die Beobachtung, daß Granatkörner eine sehr typische chemische Zonierung im Maßstab einiger Mikrons zeigen (HOLLISTER 1966).
Studien der chemischen Zonierung in Granaten führten zu mehreren, verschiedenen Hypothesen über die Granatgenese in metamorphen und magmatischen Gesteinen. In den letzten Jahren richtete sich dann die Aufmerksamkeit auf die Anordnung und die Chemie von Einschlüssen in Granat-Kristallen (TRACY 1977; BERGLUND & TOURET 1976; SIVAPRAKASH 1981 und PLIMER 1981).
Experimentelle und thermodynamische Studien ermöglichten neue Erkenntnisse über die Vorstellung vom Austausch von Elementen zwischen Granat und anderen Phasen als einer Funktion von Druck, Temperatur und Gesteinszusammensetzung. Weiterhin zur Natur der Granat-Mischkristalle, d.h. quantitative Abschätzungen der Abweichung der Granat-Mischkristalle vom Ideal.
Diese experimentellen und thermodynamischen Studien (ANDERSON 1973; TRACY 1976; YARDLEY 1977; TRCIENSKY 1977) in Verbindung mit Untersuchungen des Granat-Zonarbaus und Elementaustausch zwischen Granat und koexistierenden Phasen führten zu der Möglichkeit einer quantitativen Interpretation von einzelnen Stadien in der P-T Geschichte metamorpher und magmatischer Gesteine.
Im Untersuchungsgebiet im östlichen Campo Kristallin dominieren granatführende Paragesteine. Durch die isolierte Lage zwischen Etschtal-Störung und Periadriatischer Naht, durch den von Störungen markierten Wechsel dreier, ver-

schieden stark metamorpher Gesteinseinheiten und durch den polymetamorphen Charakter der Gesteine bietet das Arbeitsgebiet gute Bedingungen,um mit geologischer Fragestellung den Zonarbau der (meist) Almandine zu untersuchen.
Die geologische Fragestellung lautet:

- Welche Granate liegen vor?
- Wie schaut ihr Zonarbau aus?
- Differiert er in den unterschiedlich stark metamorphen Gesteinen des Untersuchungsgebietes?
- Trägt der erkannte Granat-Zonarbau zur Klärung der polymetamorphen Entwicklung des östlichen Campo Kristallin bei?

Im Rahmen der Bearbeitung des Martell- und Rabbi-Tales wurden schon 1979 Vergleiche des Almandin-Zonarbaus und ihrer koexistierenden Minerale vorgenommen (HENKEL 1979). In dieser Arbeit konnten u.a. zusammengesetzter Zonarbau an synkinematischen Almandinen (Granate erster Generation) und einfacher Zonarbau (Glockenkurven) an postkinematischen Almandinen (Granate zweiter Generation) nachgewiesen werden. Weiterhin standen folgende Arbeiten zum Granat-Zonarbau zur Verfügung:

Zone Ivrea-Verbano (SCHMID 1966),
Passeiertal (de PIERI 1972),
Steinkogelschiefer in den Zillertalern
(ACKERMAND & MORTEANI 1976 und 1977),
Westlicher Schneeberger Zug (HOINKES 1980) und
Östlicher Schneeberger Zug (TESSADRI 1981).

5.2 Probennahme

Entlang eines Profils durch das Campo-Kristallin vom Martell-Tal über das Ultental, Bressimo- und Rabbi-Tal ins Peio-Tal wurden 50 Proben Granat-führender Gesteine entnommen, aus denen 185 Almandin-Körner mit der Elektronenstrahlmikrosonde untersucht wurden (Abb. 16 und Tab. 4).

Tab. 4: Probenfundpunkte, zu Abb. 16; aus praktischen Gründen werden hier zunächst die in der Karte von ANDREATTA (1952) verwendeten Begriffe "kata-" und "mesozonal" beibehalten.

"Katazonal"	1 Glimmerschiefer, Tremenesca-Südwand (2715 m)
	2 Glimmerschiefer, LeMandrie (2583 m)
	3 Glimmerschiefer, Mga. Binazia (2106 m)
	4 Gneis-Migmatit, Ultental Süd (1820 m)
	5 Migmatit, Cima Binazia (2490 m)
	6 Granoblastit, hell, geschiefert, Slavazaia-Grat (2400 m)
	11 Granobl., dunkel, massig, Slavazaia-Grat (2490 m)
	12 Peridotit, Slavazaia-Grat (2245 m)
"Mesozonal"	9 u. 9a Glimmerschiefer, Martell-Tal und Careser See (2599 m), Almandine 1. Generation
	10 Glimmerschiefer, Martell-Tal Nord, 2324 m, 2. Generation
"Quarz-phyllitisch"	8 Glimmerschiefer, Arzkerwand (2420 m)
	7 Phyllit, Ultental Nord (1620 m)

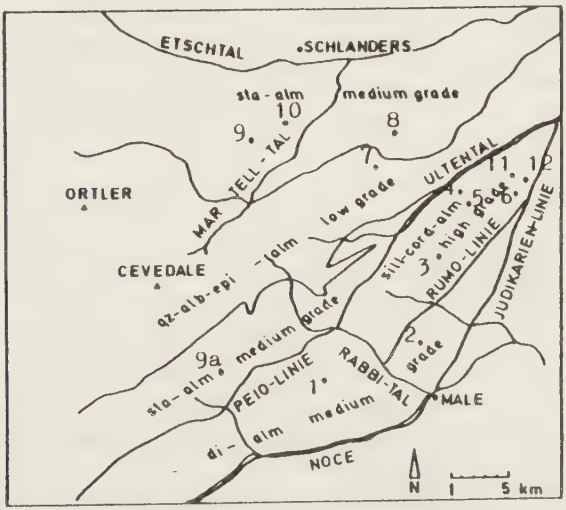


Abb. 16: Geologische Übersichtskarte mit Probe-Lokalitäten. Die Ziffern werden im weiteren auch bei der Beschreibung der Almandin-Typen verwendet.

In Tab. 5 wird der Gesamtchemismus der Gesteine angegeben, aus welchen Granate mit der Mikrosonde untersucht wurden.

Tab. 5: Durchschnittskonzentrationen granatführender Gesteine
Σ Fe als Fe_2O_3*.
TYP: Granatzonarbau-Typ (vgl. Tab. 7)

Typ	2	3	4	5	6	11	7
	Glisch.	Glisch.	Gneis-Migm.	Mig-matit	Grano-bl.	Grano-bl.	Pyllit
	Le Mandrie	Bi-nazia	Ulten-tal	See-feld	Slavaz	massig dkl.	Ulten-tal
	n=4	n=8	n=8	n=6	n=12	n=8	n=10
SiO_2	58.82	63.76	58.39	73.48	65.73	55.49	74.38
Al_2O_3	22.24	18.67	21.3	14.48	16.85	22.57	14.34
Fe_2O_3*	6.03	5.3	7.16	2.59	4.95	10.81	4.26
MgO	2.38	1.47	2.18	0.47	1.26	3.64	1.19
CaO	1.37	1.17	1.55	2.13	1.45	0.99	0.47
Na_2O	2.5	3.7	3.42	6.28	5.37	3.6	2.16
K_2O	4.51	3.57	4.1	0.36	2.35	2.65	2.49
TiO_2	0.9	0.6	0.94	0.04	0.53	1.26	0.67
P_2O_5	0.14	0.14	0.12	0.02	0.14	0.1	0.09
MnO	0.1	0.12	0.14	0.09	0.09	0.17	0.08
Summe	98.99	98.50	99.3	99.94	98.72	101.28	100.13
Glüh-verlust	0,103	0,094	0.082	0.022	0.045	0.078	0.158

5.3 Messungen des Zonarbaus von Almandinen aus den Gesteinen der "Katazone"

5.3.1 Aus Glimmerschiefern und Zweiglimmergneisen der Tremenesca-Gruppe, der LeMandrie und aus dem Gebiet um die Mga. Binazia (2118 m) wurden 15 Almandine untersucht.

Die Körner aus diesen Gesteinen haben meist idiomorphe, manchmal hypidiomorphe Gestalt. Viele sind poikiloblastisch mit Quarz durchsetzt und tektonisch beansprucht (rotiertes Innengefüge, Streckung nach sf). Die Größe der untersuchten Almandine liegt zwischen 0,3 und 4 mm.
Als koexistierende Minerale berühren die Almandine:
Quarz, Plagioklas, Pennin, Muskovit und Serizit.
Als repräsentatives Beispiel des Almandin-Zonarbaus in den o.g. Glimmerschiefern wird das Profil in Abb. 17 gezeigt. Die dazugehörigen Analysen (jeweils Rand/Kern) finden sich in Tabelle 6 auf Seite 115.
Die Profile vom Typ 123 zeigen einen deutlichen Unterschied innerhalb des Almandins von Rand- und Kernzone.

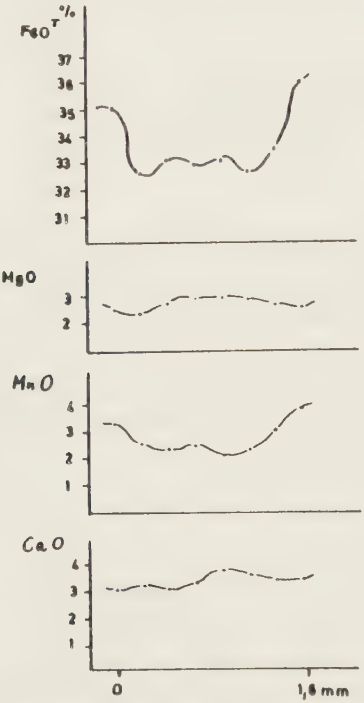


Abb. 17: Almandin-Zonarbau vom Typ 123 (Gebiete 1, 2 und 3). Pr.Nr. 8564 G3, Glimmerschiefer Tremenesca.
Das chemische "Profil" des Granatkornes zeigt die Konzentrationsunterschiede von Rand- und Kernzone. Die Verteilung von FeOT ist deutlich "diskontinuierlich".

Beim Almandin-Zonarbau des Typs 123 handelt es sich um einen inhomogenen Zonarbau, der auf ein mehraktiges Wachstum des Granatkornes schließen läßt.

5.3.2 Aus den Gneismigmatiten (Metatexiten) des südlichen Ultentals nördlich der Ilmenspitze (2648 m) wurden 12 Almandine untersucht. Sie sind tektonisch stark beansprucht, ihre Korngrößen schwanken zwischen 0,5 und 3 mm.
Als koexistierende Minerale berühren die Almandine Quarz, Muskovit, Biotit und selten Plagioklas.
Als Beispiel für den Zonarbau der Almandine aus den Gneismigmatiten steht das Profil in Abb. 3 (Typ 4).
Das Profil zeigt wiederum einen inhomogenen Zonarbau, der auf ein mindestens zweiaktiges Wachstum des Granates schließen läßt. Die Konzentrationen der Elemente Fe, Mg und Ca nehmen jedoch an den Kornrändern ab.
(Analysen zu Abb. 18 in Tabelle 6, Seite 115)

5.3.3 Die Almandine in den Migmatiten westlich und östlich der Ilmenspitze sind kaum deformiert, ihre Korngrößen liegen unter einem Millimeter. Die meist idiomorph gewachsenen, z.T. gerundeten Körner sind kaum mit anderen Mineralen durchsetzt. 20 Almandine aus den Migmatiten wurden untersucht; ihre koexistierenden Minerale sind Plagioklas, Quarz und selten Biotit.
Abb. 19 zeigt ein Profil durch einen Almandin aus den Migmatiten (Typ 5). Die Analysen dazu sind in Tab. 6, Seite 115 abgedruckt. Handelte es sich bei den Profilen in Abb. 17 und 18 um diskontinuierliche Kurven, so stellt Abb. 19 eine kontinuierliche Elementverteilung eines Almandins dar (HOINKES 1978 und 1980). Bis auf schwache Konzentrationserhöhungen von Mn an den Kornrändern zeigen sich für Mn und Ca die klassischen Glockenkurven mit kontinuierlicher Elementverteilung (DE PIERI u. GALETTI 1972; HOINKES u.

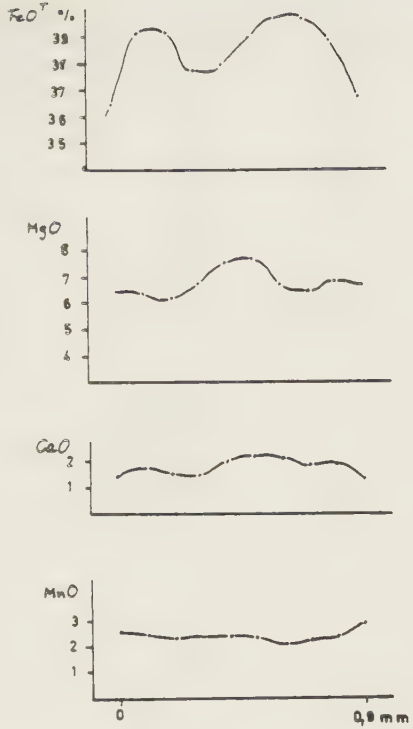


Abb. 18:

Almandin-Zonarabbau vom Typ 4 (Gebiet 4), Pr.Nr. 11878 G1 Gneis-Migmatit, Ultental Süd.
Ein zweiaktiges Kristallwachstum ist noch zu erkennen.

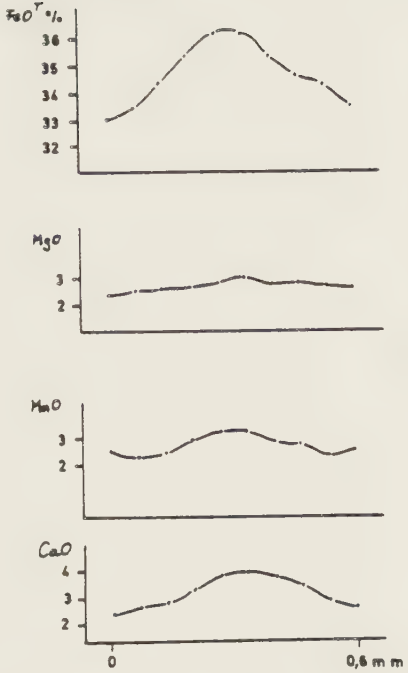


Abb. 19:

Almandin-Zonarabbau vom Typ 5 (Gebiet 5), Pr.Nr. 12456 G6 Migmatit, Ilmenspitze.
Beispiel für einen vermutlich "homogenisierten" Zonarbau

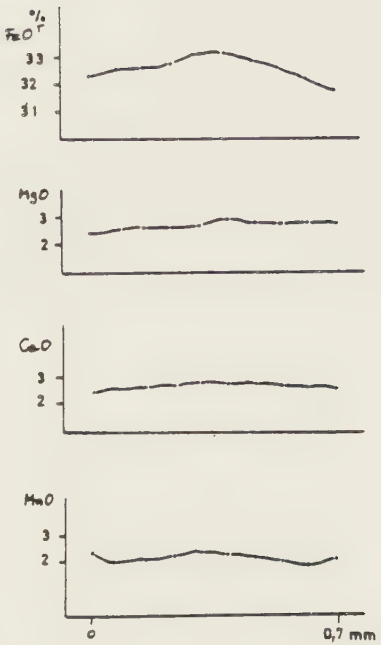


Abb. 20

Almandin-Zonarabbau vom Typ 6 (Gebiet 6), Pr.Nr. 12240 G20 Granoblastit, Slavazaia-Grat.
Vermutlich "homogenisierter" Zonarbau.

PURTSCHELLER 1977 u. 1979; TESSADRI 1981).
Der Unterschied zu einem kontinuierlich gebauten Almandin (z.B. Almandine 2. Generation, Profil in Abb. 24, Seite 113 liegt in den Elementverteilungskurven für Fe und Mg in Abb. 4. Diese Elemente sollten sich gegenläufig zu Ca und Mn verhalten (HENKEL 1979). Das ist nicht der Fall.
Es besteht die Möglichkeit, daß die kontinuierlich gebauten Almandin-Profile erst durch die Temperung bei der Anatexis entstanden sind und daß der Granat-Zonarbau durch diese Homogenisierung das Bild zeigt, welches in Abb. 19 dargestellt ist. Zur Homogenisierung durch Diffusion wird in Kap. 5.5, S. 116 Stellung genommen.

5.3.4 Ähnliches gilt für die Almandine aus den Granoblastiten vom Slavazaia-Grat:
Auch ihre Elementverteilungs-Kurven (Profile) stellen kontinuierliche Kurven dar (Abb. 20, Analysen dazu in Tab. 6 auf Seite 115).
Die idiomorphen Körner aus den Granoblastiten sind koexistent mit Biotit, Plagioklas, Quarz und selten Disthen.
42 Almandine aus Granoblastiten wurden untersucht; ihr Zonarbau ist durchweg vom Typ 6 (Abb. 20).
In diesen Almandinen könnte, ebenso wie in denen aus den Migmatiten, ein ehemals ausgeprägterer Zonarbau vorhanden gewesen sein, der dann durch starke Temperatureinwirkung mehr oder weniger homogenisiert wurde. Auch die Unregelmäßigkeit in der sonst ausgeglichenen Al-Verteilung (siehe idealisierte Zonarbau-Übersicht, Seite 118) deuten auf ein starkes thermisches oder tektonisches Ereignis.

5.3.5 Aus massigen, dunklen Granoblastiten wurden drei Almandin-Körner untersucht. Ihre koexistierenden Minerale sind Biotit, Quarz und Disthen.

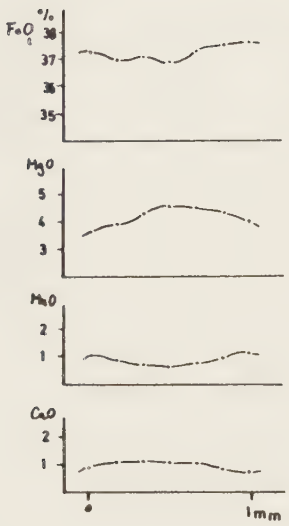


Abb. 21:
Almandin-Zonarbau in massigen, dunklen Granoblastiten (Typ 11) vom Slavazaia-Grat. Pr.Nr. 12236 G8 . Auch hier wieder "homogenisierte" Elementverteilungskurven.

Ihre Elementverteilungs-Kurven sind ruhig und ähneln denen der Almandine aus den Migmatiten bis auf das Element Fe, dessen Gehalt zu den Kornrändern hin wieder zunimmt. Die Mn-Gehalte nehmen an den Korngrenzen ähnlich wie bei Typ 5 und 6 zu (Abb. 21).

5.3.6 Die Granate aus den Peridotiten vom La Valle-Tal zeigen Elementverteilungskurven wie in Abb.22 dargestellt. Die koexistierenden Minerale dieser Granate sind Hornblende und Biotit. Es konnten sieben Körner untersucht werden. Die Analysen zu den Profilen in Abb. 22 sind in Tabelle 6 auf Seite 115 angegeben.

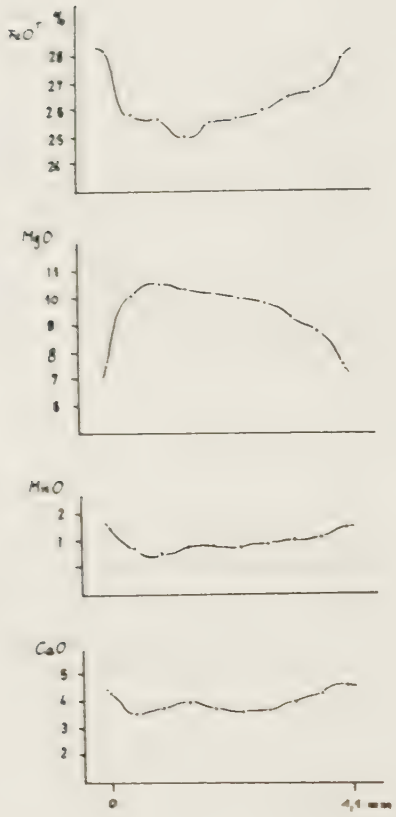


Abb. 22:
Granat-Zonarbau aus Peridotiten vom LaValle-Tal.
Pr.Nr. 11930 G3 (Gebiet 12)
Zonarbau-Typ 12.
Bei den Kurven von Fe, Mn und Ca könnte es sich um zusammengesetzte, diskontinuierliche Kurven handeln.

5.4 Messungen des Zonarbaus von Almandinen aus Gesteinen der "Mesozone"

5.4.1 Aus den "mesozonalen" Glimmerschiefern von Martell- und oberem Peio-Tal wurden 23 Körner der ersten Granatgeneration untersucht. Ihre koexistierenden Minerale sind Plagioklas, Quarz, Biotit, Pennin, Serizit und selten Staurolit.
Die Unterscheidung der ersten und zweiten Granatgeneration ist im Dünnschliff meist eindeutig möglich. Die alten Gra-

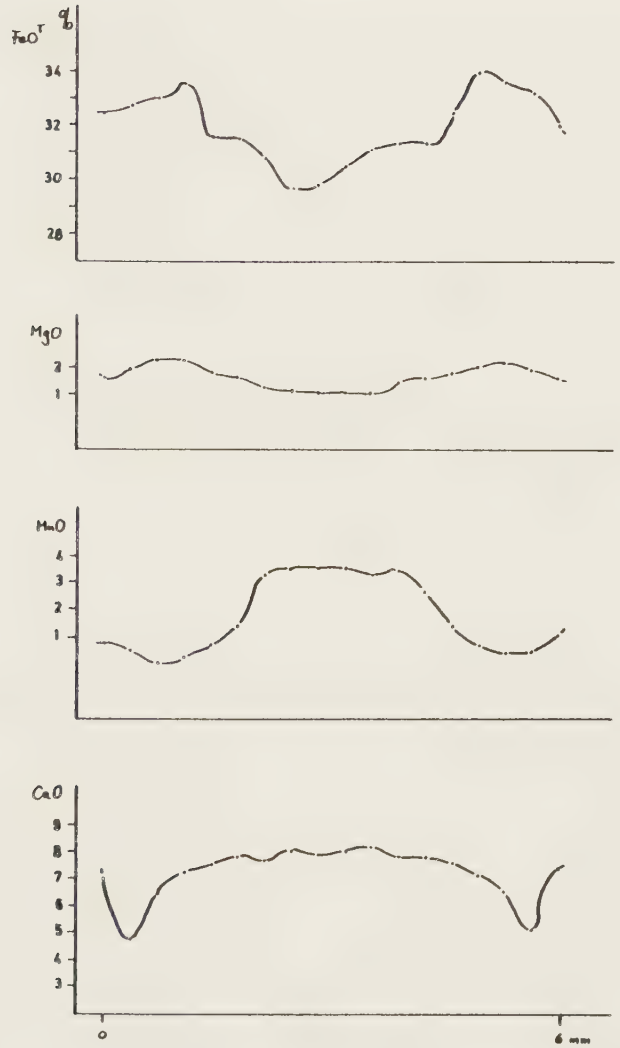


Abb. 23: Almandin-Zonarbau vom Typ 9 (Gebiet 9); Almandin erster Generation aus Glimmerschiefern vom Careser See. Pr.Nr. 8553 G2. Deutlich ausgeprägter, diskontinuierlicher Zonarbau (Rand-Kern-Rand).

nate sind hypidiomorph bis xenomorph, stark zerbrochen, zersetzt oder rotiert. Oft sind sie zu Biotit 2 und Chlorit umgewandelt. Große Körner (> 2 mm) zeigen eine Vielzahl von Einschlüssen wie Quarz, Chlorit, Biotit, Hellglimmer, Plagioklas, Erze etc. Die erste Granat-Generation weist häufig optischen Zonarbau auf und bildet Atoll-Granate.
Die Almandine aus Glimmerschiefern in Martell- und oberem Peio-Tal besitzen alle diskontinuierliche Elementverteilungskurven. Abb. 23 zeigt ein Beispiel dieser zusammengesetzten Almandin-Profile.
Der diskontinuierliche Zonarbau dieser Almandine aus der "Mesozone" ist stärker ausgeprägt als der der Almandine aus der im vorigen Kapitel beschriebenen "Katazone".
Die Elementgehalte von Kern- und Randbereich unterscheiden sich deutlich. Die Analysen des in Abb. 23 dargestellten Almandins sind in Tabelle 6 auf Seite 115 zu finden.

5.4.2 Aus Glimmerschiefern im nördlichen Martell-Tal konnten 37 Almandine der zweiten Generation mit der Elektronenstrahlmikrosonde untersucht werden. Diese zweite, jüngere Granat-Generation bildet entweder idiomorphe Anwachssäume um die alten, xenomorphen Körner oder kommt in der Nähe der alten Granate als bis zu mm-große, idiomorphe Körner vor. Der Almandin 2 zeigt keine Einschlüsse und führt sehr selten Biotit- oder Chloritsäume. Er sproßt postkinematisch über das Gefüge (z.B. Biotit-Leisten) hinweg und tritt idiomorph, in Serizitbögen eingestreut, auf (PUVOGEL 1977; KONNERTH 1977; HOINKES 1978).
Almandin 2 sproßt vor allem in Glimmern (Biotit, Hellglimmer), selten berührt er Plagioklas.
Abb. 24 zeigt ein typisches Profil durch einen Almandin zweiter Generation. Die homogenen Granate haben einen Zonarbau mit kontinuierlicher Elementverteilung. Mehr oder weniger ausgeprägte "Glockenkurven" sind kennzeichnend für diese jüngeren Almandine. Selten, in zwei Fällen, wird ein

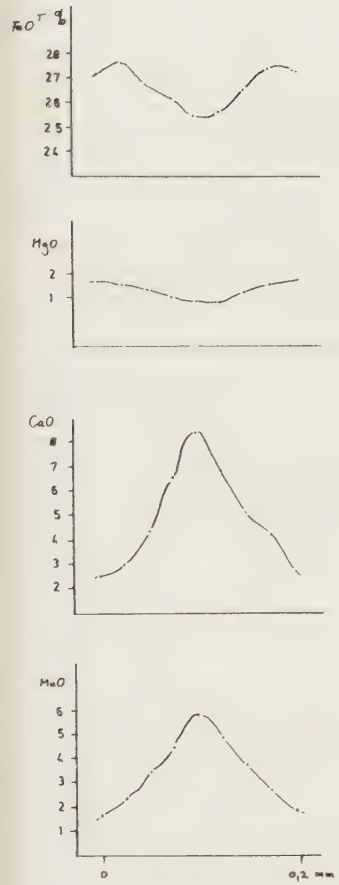


Abb. 24:

Almandin-Zonarbau vom Typ 10, Almandine 2. Generation aus Glimmerschiefern. Pr.Nr. 6383 G 11.
Zonarbau mit kontinuierlicher Elementverteilung (Glockenkurven).

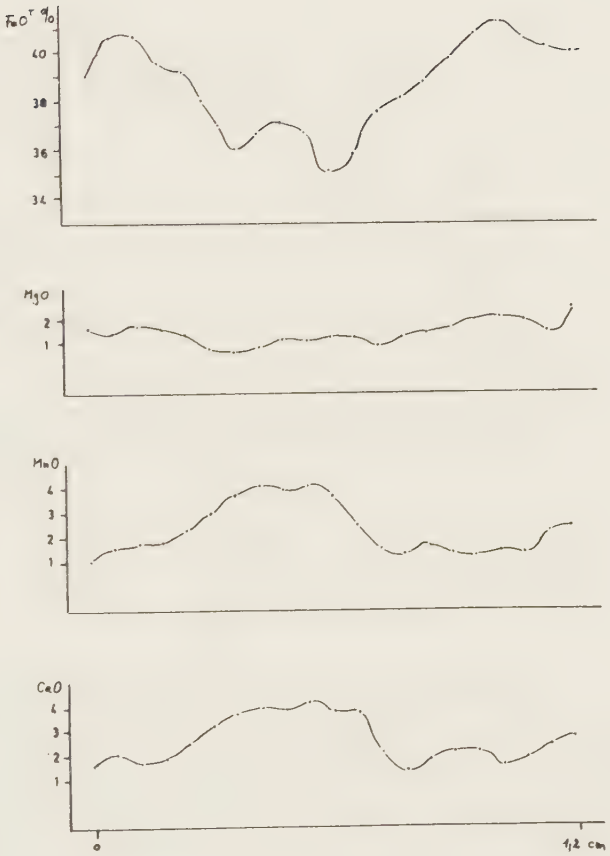


Abb. 25:

Almandin-Zonarbau vom Typ 7 (Gebiet 7) aus Quarz-Phylliten, Ulten-Tal Nord; Pr.Nr. 11917 G2.
Zusammengesetzter (diskontinuierlicher) Zonarbau.

schmaler, Mn-reicherer Rand beobachtet (bei gleichen koexistierenden Mineralen).

5.4.3 Aus Quarzphylliten des Martell-Tals und des nördlichen Ultentals wurden 6 Almandine untersucht. Die Körner sind tektonisch stark deformiert und reich an Einschlüssen. Atoll-Bildung ist häufig. Die maximale Korngröße beträgt 2 cm.
Der Zonarbau der Almandine aus den Quarz-Phylliten wird in Abb. 25 an einem Beispiel gezeigt; die koexistierenden Minerale sind Hellglimmer und Pennin, selten Quarz und Plagioklas. Die zu Abb. 25 gehörigen Analysen finden sich in Tabelle 6 auf Seite 115.
Die untersuchten Almandine weisen eine diskontinuierliche Elementverteilung auf. Rand- und Kernkonzentrationen vor allem bei den Elementen Fe und Mn unterscheiden sich stärker als in den Almandinen aus Glimmerschiefern von Rabbi- ("Katazone") und Martell-Tal ("Mesozone") in Abb. 17 und Abb. 23.

5.4.4 Aus den 2-Glimmer-Gneisen der Arzkerwand (Ultental Nord) konnte von 17 Almandinen der Zonarbau bestimmt werden. Ein Beispiel ist in Abb. 26 zu sehen. Die Analysen dazu sind in Tab. 6 auf Seite 115 abgedruckt. Die schwach deformierten Granate haben maximale Korngrößen von 1,5 mm und sind hauptsächlich von Serizit und Pennin umgeben.

Tab. 6: Chemische Analysen von Granaten. Zusammenstellung aus den Abb. 17-26; R = Granatrand, K = Granatkern; Angaben in Gewichtsprozent.

	8564G3 Abb. 17 G-Schiefer Tremenesca		11878G1 Abb. 18 Gneis-Migmat. Ultent. Süd		12456G6 Abb. 19 Migmatit Ilmenspitze		12240G20 20, Granoblastit Slavazaia		12236G8 Abb. 21, Granobl., dkl, massig, Slavazaia	
	R	K	R	K	R	K	R	K	R	K
SiO_2	33,38	34,65	34,33	33,68	39,13	36,56	38,02	37,80	36,20	35,74
Al_2O_3	20,65	22,57	19,12	18,24	21,27	19,02	22,21	21,40	20,41	20,20
FeO_t	36,10	32,97	36,49	37,92	33,02	35,40	32,29	33,04	37,22	37,00
MgO	2,71	2,88	6,42	7,33	2,31	2,74	2,36	2,69	3,78	4,50
MnO	3,80	2,42	2,62	2,28	2,52	2,26	2,46	2,48	1,04	0,86
CaO	3,32	3,25	1,46	1,98	2,31	3,83	2,35	2,60	0,88	1,02
TiO_2	0,20	0,23	0,38	0,29	0,18	0,15	0,22	0,19	0,18	0,16
Summe	100,06	98,99	100,82	101,72	100,74	99,96	99,91	100,20	99,71	99,48

	11930G3 Abb. 22 Peridotit La Valle		8553G2 Abb. 23 G-Schiefer Careser See		6383G11 Abb. 24 G-S. 2.Gen. Martell-Tal		11917G2 Abb. 25 Qz-Phyllit Ultent.Nord		11971G2 Abb. 26 2G-Gneis Arzkerwand	
	R	K	R	K	R	K	R	K	R	K
SiO_2	39,26	38,82	37,21	37,02	37,10	39,04	35,87	35,18	38,26	37,98
Al_2O_3	19,52	19,99	21,02	20,78	30,06	21,33	19,71	19,10	22,41	22,32
FeO_t	28,26	25,46	32,53	29,81	27,18	25,32	38,92	36,98	33,04	30,29
MgO	7,52	10,22	1,51	1,12	1,71	0,86	1,70	1,09	2,68	2,10
MnO	1,63	0,84	0,88	3,46	1,70	5,93	1,08	3,91	1,32	2,28
CaO	4,20	3,74	7,02	7,84	2,40	8,30	1,56	3,92	2,57	4,11
TiO_2	0,06	-	0,26	0,24	0,14	0,10	0,19	0,20	0,14	0,14
Summe	100,45	99,07	100,43	100,27	100,29	100,91	99,03	100,38	100,42	99,22

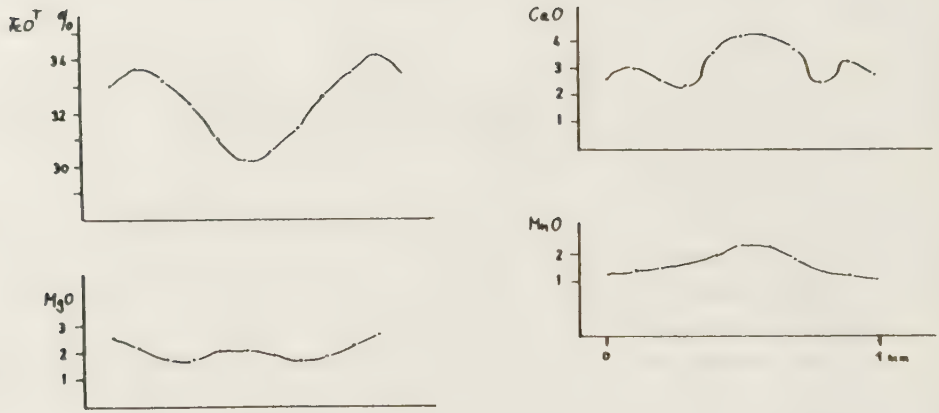


Abb. 26: Almandin-Zonarbau vom Typ 8 (Gebiet 8) aus 2-Glimmer-Gneisen der Arzkerwand, Ultental Nord.
Pr.Nr. 11971 G2
Die Diskontinuität der Elementverteilungskurven ist hier nur bei CaO deutlich zu sehen.

5.5 Almandin-Zonarbau im östlichen Campo Kristallin - Übersicht der Bautypen und theoretische Erklärung

Um einen Überblick über die verschieden ausgebildeten Elementverteilungen in Almandinen des Untersuchungsgebietes zu geben, wurde Abbildung 27 ausgearbeitet (Seite 118). Diese Zusammenstellung zeigt z.B. unter Nummer 1 die ungefähre Rhythmik der Element-Verteilungskurven von Almandinen aus Paragneisen der Tremenesca-Gruppe. Es kommt bei dieser Darstellung weniger auf die Angabe genauer Element-Gewichtsprozente an, sondern auf die Unterschiede von Kern- und Randkonzentrationen. Jede Kurve bedeutet ein ganzes Profil durch ein Almandinkorn, links und rechts die Phasengrenzen, in der Mitte der Kern. Aus den durch die Mikrosonde gewonne-

nen Line Scans und den in den Kapiteln 423 bis 424 beschriebenen Analysen wurde mit "Hand und Auge" für die jeweiligen granatführenden Gesteine ein Zonarbau-"Typ" ermittelt. Die Gewichtsprozentangaben stellen durchschnittliche Werte dar; die Korngröße soll 1 mm sein.
Diese etwas ungewöhnliche Darstellung soll den Überblick über den Granat-Zonarbau 12 verschiedener Gesteine aus drei metamorphen Stockwerken ("Quarz-phyllitisch/mesozonal/katazonal" nach ANDREATTA 1952) erleichtern.
Im folgenden beziehe ich mich auf diese "idealisierte" Tabelle bei der Erwähnung eines Zonarbau-Typs. Die Typenbezeichnung findet sich auch unter den abgebildeten quantitativen Line Scans in Kap. 5.4. und .5.3.

Die meisten der in Tab. 7 dargestellten Kurven sind zusammengesetzte Kurven, oder diskontinuierliche Elementverteilungen. Zonarbau mit kontinuierlicher Elementverteilung (einfache Kurven) zeigt der Typ 10. Die Granate zweiter Generation (postkinematisch) aus den Glimmerschiefern des Martell-Tals repräsentieren den "Normalfall" eines Zonarbaues mit kontinuierlicher Elementverteilung (DE PIERI & GALETTI 1972; HOINKES & PURTSCHELLER 1979; HOINKES 1980; TESSADRI 1981).

Zur Erklärung des Granat-Zonarbaus werden zwei Modelle herangezogen:
1. Zonarbau durch RAYLEIGH-Fraktionierung
2. Zonarbau durch Diffusion (ANDERSON & BUCKLEY 1973)

Das Modell der Elementfraktionierung (1.) zwischen wachsendem Granat und umgebender Matrix wird von HOLLISTER (1966) beschrieben. Der Fraktionierungsfaktor $K = C_oE/C^E$
(C_oE = Konzentration des Elementes E im Kern des Granates, C = Konzentration des Elementes E im umgebenden Gesteinssystem)
ist dabei maßgebend, ob die Konzentration eines Elementes in der Hüllzone zunimmt ($k < 1$) oder abnimmt ($k > 1$).

Abb.27 : Granatzonarbau im Vergleich. Typ 1-12. Erläuterungen im Text Kap. 5.5, Angaben in Gew.-%, Korngröße 1 mm

Bedingung dafür ist, daß im Granat keine oder wenig Diffusion des Elementes E stattfindet, und daß eine Diffusion im umgebenden Gesteinssystem groß ist (s.a. ACKERMAND 1977 und RICHTER 1973).
Die Diffusion innerhalb des Granat-Gitters ist bei mittleren Temperaturen vernachlässigbar klein, bis auf die fast unendlich dünne Schicht am Kornrand, welche im Gleichgewicht mit der Matrix ist (YARDLEY 1977). MnO baut sich nun bevorzugt in die Granatstruktur ein (McATEER 1976), jedoch mit dem Mangel an Nachschub aus der Matrix wird im Laufe des Wachstums immer weniger MnO eingebaut und FeO zeigt einen komplementären Anstieg. Das Ergebnis ist die "Glockenkurve" der MnO-Profile.
Die Randbereiche der meisten Granat-Körner zeigen jedoch eine sehr von dem Modell HOLLISTERs abweichende Verteilung ihrer Elemente. Das läßt darauf schließen, daß eine Änderung der Reaktionsbedingungen an einem bestimmten Punkt des Granat-Wachstums eingetreten ist.
Die Gründe für den Wechsel der Reaktionsbedingungen könnten sein:

- Ein Wechsel der Distributions-Konstanten (Fraktionierungsfaktor k) zwischen Granat und umgebender Matrix, etwa durch eine plötzliche Temperaturänderung zusammen mit sich daraus ergebendem Wechsel der Wachstumsgeschwindigkeit (HOLLISTER 1966) oder aber
- der Beginn einer neuen Reaktion unter Einbeziehung neuer Elemente.

Für eine Erklärung des Zonarbaus durch Diffusion (2.) müßten relativ große Diffusions-Geschwindigkeiten angenommen werden; diese sind aber bei Granat nicht gegeben (WOODSWORTH 1977). Trotzdem gibt es Umstände, bei denen die Diffusion sehr wirksam ist. Dazu auf Seite 120.

Die Granat-Profile vom Typ 1,2,3,4,7 und 9 in Abb. 27 zeichnen sich aus durch:

- Kernbereich (bei Typ 1 und 2 wiederum zoniert), getrennt durch z.T. sprunghafte Änderung des Elementge-

halts vom
- Randbereich oder Anwachssaum.

Ähnliche Granatzonierungen werden aus anderen Kristallingebieten beschrieben; die Autoren kommen meist zu folgender Erklärung:
Kerne alt und in einer ersten Metamorphose gebildet,
Ränder jünger und in einer zweiten Metamorphose gebildet.
(BETHUNE 1968 und 1975; ACKERMAND & MORTEANI 1976; PURTSCHELLER 1978 und TESSADRI 1981).

In den Zonarbautypen 1 und 7 in Abb.27 läßt sich im Kernbereich der Granate ihr Zonarbau noch mit dem Fraktionierungsmodell (1.) erklären, doch im Randbereich werden vor allem bei FeO und MnO die Kurven gegenläufig.
BIRK (1973), KURAT & SCHABERT (1972) und GRANT & WEIBLEN (1971) deuten umgekehrte und extreme Mn- und Fe-Zonierungen als typisch retrograde Erscheinung.

Die Elementverteilungskurven vom Typ 5 und 6 (Abb.27) von Almandinen aus Migmatiten und Granoblastiten des Ultentalkammes unterscheiden sich auffällig von den Typen 1-4. Es besteht die Möglichkeit, daß bei Bedingungen, bei welchen Migmatite entstehen konnten (vgl. Kap. 4.3.2.1, P-T Bedingungen der Metamorphosen), es zu einer starken Zunahme der Diffusion innerhalb der Almandine kam, daß durch Homogenisation ein Ausgleich des Zonarbaus stattfand. Zonarbau in Granaten bleibt bis in den Bereich der mittelgradigen Metamorphose unverändert erhalten. ACKERMAND u. MORTEANI (1976) wiesen dies für Granate aus der niedertemperierten Amphibolitfazies nach.
Erst in hochgradig metamorphen Gesteinen kann ein ursprünglicher Zonarbau durch Homogenisierung infolge schneller Diffusion im Granat selbst wieder ausgelöscht werden (KRETZ 1973; BLACKBURN 1968).

YARDLEY beschreibt 1977, daß die Diffusion von R^{2+}Kationen in Almandinen schnell genug wird, um Elementzonierungen, welche während des Wachstums entstanden sind, zu eliminieren. Die Temperatur, ab welcher Zonierung ausgeglichen wird, soll für 1-2 mm große Körner 640 $\pm$ 30 °C betragen.
Für die Temperaturen bei der Bildung der Migmatite (Anatexis) konnten 650 - 730 °C ermittelt werden (Kap. 4.3.2.1).

Für die Deutung der zusammengesetzten oder diskontinuierlichen Kurven der Almandin-Zonarbautypen 1,2,3,7 und 9 gibt es somit zwei Möglichkeiten:

1. Die Kerne wuchsen während der prograden Hauptmetamorphose der Gesteine; die Ränder bildeten sich während der folgenden Diaphthorese.
2. Die Kerne der Almandine wurden vor der variszischen Hauptmetamorphose während einer (kaledonischen?) Kristallisation (Kr 0, vgl. Kap. 4.3.2.1) gebildet, die Ränder der Almandine wuchsen dann während der Hauptmetamorphose Kr1.

Gegen die Möglichkeit 1 spricht das Fehlen von "retrograden" Granaträndern bei den postkinematisch gebildeten Almandinen 2. Generation (Typ 10) und bei den vermutlich homogenisierten Almandinen vom Typ 5 und 6.
Wie in Kap. 4.4 schon beschrieben, reichten die Temperaturen während der Diaphthorese im ganzen Untersuchungsbereich nicht aus, Almandin zu bilden.

5.6 Zusammenfassung der Ergebnisse der Granatuntersuchungen

Die Untersuchung des Zonarbaus der Granate aus Gesteinen des östlichen Campo Kristallin führt zu folgenden Aussagen:

1. Die granatführenden Paragesteine erlebten eine Polymetamorphose. Granatkerne bildeten sich bereits während einer prävariszischen Kristallisation (Kr 0), die Ränder in der variszischen Hauptkristallisation (Kr 1). Die Diaphthorese (Kr 2,3) bewirkte eine randliche Umwandlung in Chlorit; eine Beeinflussung des Granat-Zonarbaus durch Kr 3 konnte nicht nachgewiesen werden.

2. Postkinematisch (zu Kr 1) gesproßte Almandine zeigen kontinuierliche Elementverteilungen (einfache "Glockenkurven").

3. Zonar-Bau in Almandinen aus Granoblastiten und Migmatiten wurde vermutlich durch Temperaturen über 650 °C während der Anatexis (Kr 1, postkinematisch) homogenisiert.

4. Granate aus Peridotiten sind zonar gebaut.
   Sie besitzen einen pyrop-betonten Kern.
   Bei allen anderen Granaten aus Paragesteinen des Untersuchungsgebietes handelt es sich um Almandine.

6. TEKTONIK

6.1. Tektonischer Überblick

Die in der vorliegenden Schrift bearbeiteten Gebiete liegen im Ostteil des CAMPO KRISTALLINS (CK).
Im Gegensatz zum nördlichen angrenzenden Ötztal-Kristallin weisen sie einen einfachen tektonischen Bau auf.
Der sich nach Westen verbreiternde Keil des CKs wird im Norden durch die Etschtal-Störung vom Ötztal-Kristallin getrennt.
Im Süden und im Südosten begrenzen die Tonale- und die Judikarien-Linie das bearbeitete Gebiet.
Das CK besteht aus einem komplizierten Deckenstapel von mesozoischen und kristallinen Einheiten.
Die Abbildung 27 gibt ein vereinfachtes Schema des CKs zusammen mit dem Ötztal-Kristallin wieder.
Nach Osten hin keilen die mesozoischen Deckenscheider aus und es liegen im bearbeiteten Teil des CKs nur noch die metamorphen Einheiten vor. Deren Grenzen sind wegen fehlender Leithorizonte schwer zu unterscheiden.

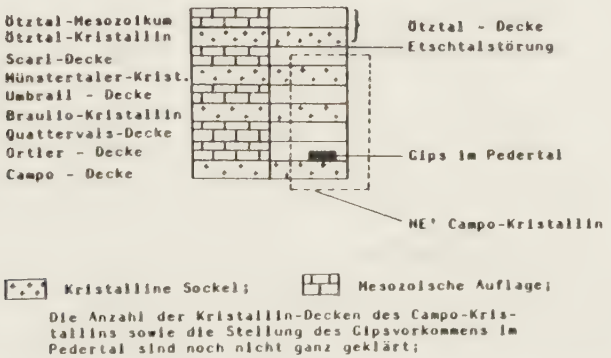


Abb. 28: Deckenschema des Ötztal-Kristallins mit dem Campo-Kristallin (nach GWINNER 1971 S. 191)

ANDREATTA (1952) beschreibt den östlichen Teil des CKs als flache SYNFORM, deren Kern von der Quarzphyllit-Zone gebildet wird. Die Kernzone baut den Hauptkamm des Ortler Massivs auf. Diese NE-SW streichende, leicht nach SW abtauchende Mulde führt in ihrem tektonisch Liegenden "mesozonale" Paragesteine. Diese stellen im Martell-Tal die Nordflanke der Synform dar. Die Nordflanke versteilt sich zunehmend im Gebiet der Jennwand und am Laaser Sattel und bildet eine spitze, nach Norden überkippte Antiform.
Die Südflanke der Synform besteht aus "mesozonalen" und, von der NE-SW verlaufenden PEIO-LINIE abgetrennt, "katazonalen" Paragesteinen.
In diesem südlichen Abschnitt, zwischen Peio- und Tonale-Linie finden sich tektonische Großstrukturen, die steil aufgerichteten Schlingen der Tremenesca-, Polinar- und LeMandrie Gruppe.
In der Übersichtskarte von ANDREATTA (1952) wird die Gliederung des östlichen Teils des Campo-Kristallins der "Epi-, Meso- und Kata-Zonen" wiedergegeben (Abb. 29).

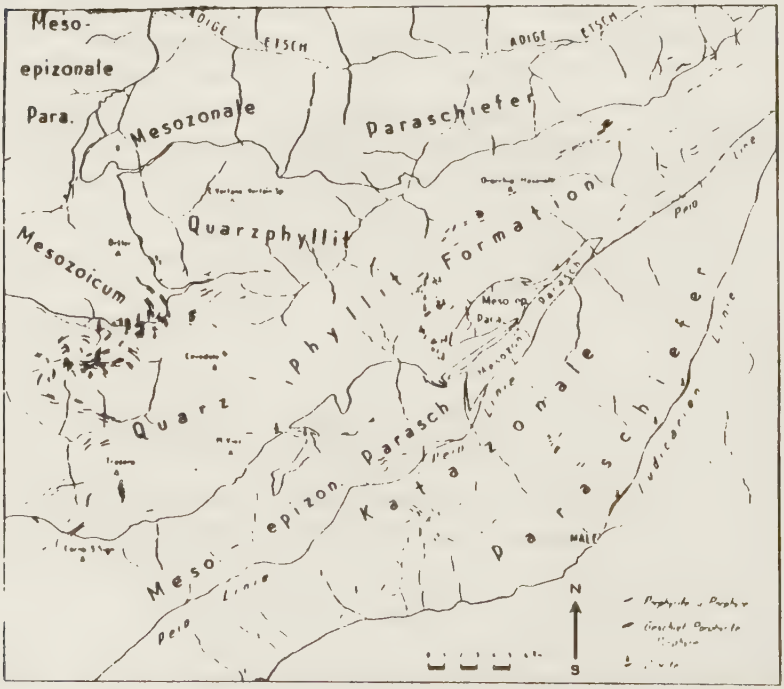


Abb. 29: Die Gliederung des Ostteils des Campo Kristallins nach ANDREATTA (1952) 3 mm = 1 km.

6.2 Tektonische Messungen

Das bearbeitete Gebiet wird in zwei Teile geteilt; in den Nordteil mit 6 Meßbereichen (1-6) und den Südteil mit 6 Meßbereichen (7-12).
Der Nordteil umfaßt das Martell-Tal und das nördliche Ultental, der Südteil das südliche Ultental, Bressimotal und das Gebiet zwischen Rabbi- und Peio-Tal.
Die Meßbereiche, ihre Flächendarstellung und geographische Lage finden sich in der tektonischen Karte in Abb. 30.

Die in den "SCHMIDT'schen Netzen" benutzten Symbole bedeuten:

Besetzungsdichte	20 %
Hauptflächengefüge (sf)	10 %
	2 %
B-Achsen, gemessen	•
ac-Kreis	———

Ein Teil der tektonischen Meßwerte in nachfolgend genannten Meßbereichen stammen von

Bereich 1: MÜLLER (1979)
Bereich 2: PUVOGEL (1977)
Bereich 3: KONNERT (1977)
Bereich 4: EFFLER (1981), HEMMERICH (1976)
Bereich 6: PFAFF (1982)
Bereich 7: HACK (1982), SCHÖNFELD (1982)
Bereich 9: NIGGLI (1982)
Bereich 10: v. SEIDLEIN (1982)

Meßbereich 1 Oberes Martell-Tal, Muth-Spitze

Die Daten der Schieferflächen haben eine geringe Streuung und damit ein punktförmiges Maximum. Eine mittlere Fläche kann mit 73/50 SE angegeben werden.
Die Maxima der gemessenen B-Achsen verteilen sich auf zwei Zentren mit flachem und, untergeordnet, etwas steilerem Einfallen nach Westen.

Im Meßbereich 1 treten überwiegend Querklüfte (ac-Kreise) auf. Die Öffnungswinkel der sf-Maxima betragen etwa 30 °. Das spricht mehr für einen spitzwinkligen als einen isoklinalen Faltenbau. Die Einengung erfolgte in SSE-NNW Richtung. (138 sf- Werte, 23 B-Achsen)

Meßbereich 2 Nordseitiges Martell-Tal, Schluder und Laaser Spitze

Die Haupt-Schieferflächenrichtung beträgt hier 65-75 ° mit einem SSE-Einfallen von 20-50 °.
Ein untergeordnetes sf-Flächenmaximum mit steilem Nord-Fallen weist auf flach liegende, nordvergente Falten im Rosim-Tal hin.
Die gemessenen B-Achsen tauchen zum großen Teil flach nach Südwesten ab. Die untergeordnet auftretenden, nach Osten einfallenden B-Achsen weisen auf eine Achsenkulmination infolge der Intrusion des Marteller Pegmatits hin.
Der π-Pol der sf-Flächen liegt im Bereich der gemessenen B-Achsen.
Eine zweite Schieferung tritt nur selten auf.
Als Kluftinventar des Marteller Granits treten neben ac-Klüften zweischaarig hkO-Klüfte auf.
Anhand eines Druckstollen-Profils vom Zufritt-Stausee nach Laas konnte von PUVOGEL (1978) eine Aussage über die Form des Marteller Granits gemacht werden. Er stellt eine 2 km mächtige, nach SW und NE ausdünnende, SSE einfallende Platte dar. Diese liegt konkordant im Rahmengestein.
(310 sf-Werte, 18 B-Achsen)

Meßbereich 3 Nordseitiges Martell-Tal, Laaser Spitze bis Laaser Sattel

Die Flächenmessungen ergeben ein deutliches Maximum der 80 ° streichenden, steil nach SSE einfallenden Schichten. Die Mehrzahl der gemessenen B-Achsen fallen flach nach ENE ein (Mittelwert 76 °/16 E). Wenige fallen nach WSW ein.

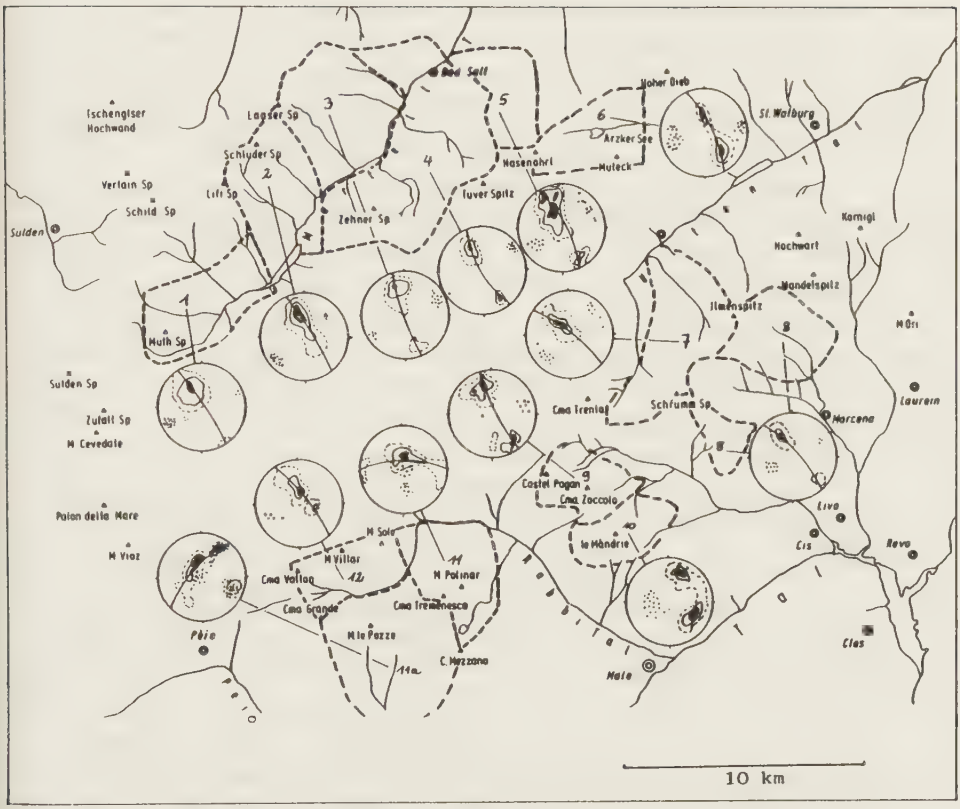


Abb. 30: Tektonische Übersichtskarte.
Meßbereiche 1 - 12

Die Kulmination der B-Achsen, auch im Verhältnis zu den Meßbereichen 1 und 2, drückt offenbar eine Hebung und Kippung der Schichten durch die Intrusion des Marteller Pegmatits aus. (185 sf-Werte, 17 B-Achsen).

Meßbereich 4 Südliche Martell-Tal Seite, Zufritt-See bis Bad Salt

Hier beträgt die Hauptstreichrichtung der Schieferflächen 60-70 °, sie fallen mit 50-60 ° nach SSE ein.
Der Bereich ist isoklinal verfaltet. Die B-Achsen der leicht nordvergenten Falten tauchen mit 20-30 ° nach NE bzw. nach ENE ab.
Im Gegensatz zu den Meßbereichen 1, 2 und 3 weisen alle B-Achsen im Fallen nach NE. Das erklärt sich aus der Position des Meßbereiches SE des Marteller Granits.
(310 sf-Werte, 11 B-Achsen).

Meßbereich 5 Südöstliches Martell-Tal, Morter Alm bis Hasenöhrl

Die sf-Flächen streichen im Mittel 64 ° nach ENE und fallen mit 50 - 70 ° steil nach SSE.
Der $\mathfrak{M}$-Pol der gemessenen Flächen fällt mit einem Teil der gemessenen B-Achsen bei 224 ° SW 25 ° zusammen. Ein gleichgroßer, anderer Teil der B-Achsen fällt jedoch mit 20 - 30 ° nach NE ein.
Es kann angenommen werden, daß sich in diesem Bereich die Paragesteine über der Pegmatit-Intrusion wieder in ihre "ursprüngliche" Lage nach NE absenken und somit das Pendeln der B-Achsen um die Horizontale verständlich wird.
Der Bereich 5 weist einen ausgeprägten Faltenbau auf. Von Kleinfalten im cm-Bereich bis zu Großfalten mit Amplituden von einigen Metern.
Es treten sowohl paarige Scherklüfte (hko-Klüfte) als auch Querklüfte auf. (172 sf-Werte, 22 B-Achsen).

Meßbereich 6 Hasenöhrl, Arzker See, Kuppelwieser Granit

Die Serien dieses Meßbereiches bilden einen lokalen, etwa 15 ° nach SW abtauchenden Sattel, in dessen Kern sich der westliche Teil der Kuppelwieser Granit-Intrusion befindet. Durch die Hebung des Deckgebirges aufgrund der Granit-Intrusion wurde der nördlich der Granit-Intrusion gelegene Teil der Quarzphyllit-Hülle bis heute völlig erodiert. So entstand eine "Bucht" in der Grenze Quarzphyllit-Paragneis (s.a. Abb. 4). (143 sf-Werte, 29 B-Achsen).

Die südlich des Granits anstehenden Paragneise zeigen nordvergente, überkippte Falten, während die nördlich des Granits hauptsächlich Spitzfalten bilden und steiler stehen als die südlich des Granits.
In der Darstellung der sf-Flächen (Abb. 30, Meßbereich 6) erscheinen daher drei Maxima. Die ersten beiden stellen die steilen und flachen Schenkel der Spitzfalten nördlich des Granits dar. Das dritte Maximum steht für die isoklinal verfalteten Schichten südlich des Granits.
Die Gesteine des Bereichs streichen einheitlich nach NE. Die gemessenen B-Achsen fallen flach (15-40 °) nach SW ein, eine untergeordnete Menge auch nach NE.

Meßbereich 7 Klapfberg- und Auerberg-Tal, Gratbereich Klapfbergjoch (2297 m) - Cima Binazia (2626 m) - Ilmenspitze (2656 m)

Die Paragesteine des Bereichs werden im NW von der Peio-Linie und im SE vom o.g. Gratbereich mit hochmetamorphen Gesteinen und Migmatiten begrenzt.
Die Gesteine streichen ungestört SSW-NNE und fallen mit 40 - 60 ° nach ESE ein.
Die gemessenen B-Achsen tauchen flach (15-20 °) nach SW und NE ab. Im Gratbereich zwischen Cima Binazia und Ilmenspitze ist die sonst regelmäßige Tektonik gestört; die B-Achsen weisen in verschiedene Richtungen; hier macht sich der Ein-

fluß der Rumo-Störung bemerkbar (s.a. Meßbereich 8 und 9). Die Gesteine des Bereiches 7 weisen eine Kleinfältelung im cm-Bereich auf. (406 sf-Werte, 19 B-Achsen).

Meßbereich 8 Malga Valle Tal, Faidenberg (1976 m), Mte Slavazzaie (2247 m) und das Gebiet zwischen Monte Pin (2420 m) und Cima Binazia (2626 m)

Der Meßbereich 8 wird im SE durch die Periadriatische Naht (PN) von den südalpinen mesozoischen Schichten getrennt. Im NW begrenzt wiederum der im Bereich 7 genannte Grat Binazia-Ilmenspitze den Meßbereich.
200 m SE dieses Grates verläuft parallel dazu die Rumo-Störung. Diese Störungslinie trennt den Meßbereich 8 in zwei Teile: in den NW-lichen, hoch und höchst metamorphen Teil mit Disthen-Sillimanit-Gneisen, granulitischen Gneisen, Migmatiten und Ultrabasitgängen und in den SE-lichen Teil, mit etwas niedriger metamorphen (Disthen-Staurolith) Gesteinen.
In diesem südöstlichen Teil streichen die Paragesteine ungestört (Ausnahme: Monte Pin, siehe weiter unten) SW-NE. Bei Annäherung an die PN versteilt sich das Einfallen bis zur Vertikalstellung. In kurzen Abschnitten konnte auch steiles NNW-Einfallen gemessen werden.
Mylonitisierung tritt erst im 50 m-Bereich an der PN auf. Bei Proveis, unterhalb des Faidenbergs und am NE-Grat des Monte Pin ist die PN gut aufgeschlossen. Es ist eine Verschuppung von mesozoischen Kalkschollen und kristallinen Keilen im 20 m-Bereich zu beobachten.
Das Gebiet NW der Rumo-Linie, der Bereich der hochmetamorphen Gesteine und Migmatite ist durch die Nähe der Rumo-Linie gestört. Die Aufschmelzung großer Bereiche, Verstellungen und Verkippungen im Gratbereich bedingt eine kurze Streuung der B-Achsen. Große Fließfalten (mit 50 m-Amplituden) können im Migmatit des Cima Binazia beobachtet werden.
Im Mittel streichen die Gesteine des Meßbereiches 8 SW-NE

und fallen steil (60-90 °) nach SE ein (Abb. 30).
Lediglich am Monte Pin ist das NE-Streichen stark gestört. Hier tritt die Erscheinung auf, daß die Schichten in einem Gebiet von 2 x 200 m quer zum normalen Streichen verlaufen. Dieses Feld von Querstörungen könnte in jüngerer Zeit (alpidisch?) durch Rotation und Schleppung in Zusammenhang mit Bewegungen an der PN entstanden sein. Der Störungsbereich zeigt jedenfalls nicht das klare Bild der steilen LeMandrie Schlinge (umlaufendes Streichen!), die nur 2 km westlich vom Monte Pin liegt (s.a. Meßbereich 10).
(524 sf-Werte, 14 B-Achsen).

Meßbereich 9 Castel Pagano (2603 m), Cima Zoccolo (2561 m)

Der Bereich wird im NW und Norden vom Grat zwischen Castel Pagano und Passo Palu begrenzt, im Osten vom Talboden des oberen Bressimo-Tals und im Süden vom Meßbereich 10 (Abb.30). Etwa 500 m nördlich der Gebiets-Südgrenze streicht mit NE Richtung die Rumo-Linie durch den Meßbereich.
Die Rumo-Störungslinie trennt die NW von ihr gelegenen höher metamorphen von den niedriger metamorphen Paragesteinen im SE (s.a. Kap. 4.3.2.1. Metamorphosen).
Die Rumo-Linie verläuft nördlich des Kirchbergtales parallel zur Judikarien-Linie und zieht dann in SW Richtung im Streichen der Gesteine SE unterhalb der Ilmenspitze (2656 m) zum Passo Binazia (2298 m), Passo Zoccolo (2400 m) und Malga Zoccolo (2118 m) und endet in Cerese im Rabbi-Tal.
Die Gesamtlänge der Störung beträgt etwa 24 km. Soweit festzustellen, fällt sie meist mit 70-80 ° nach NW ein. Mylonite, Ultramylonite und Blastomylonite begleiten sie bis zu maximal 30 m Abstand.
Das Streichen der Gesteine im Meßbereich 9 beträgt etwa 60°. Nördlich der Rumo-Linie fallen sie steil nach SE, südlich der Störung steil nach NW ein.
Die gemessenen B-Achsen fallen flach nach Osten (Abb. 30, Bereich 9). (160 sf-Werte, 8 B-Achsen).

Meßbereich 10 LeMandrie (2583 m), Cima Lainert (2462 m), Sere Spinal (2243 m)

Die Nord-Grenze dieses Bereiches wird durch den südlich der Rumo-Linie anstehenden Orthogneiskeil gebildet, an den sich im Süden die LeMandrie-Schlinge anlehnt (s.a. geol. Karte und Abb. 32).
Diese steile, nach SW geöffnete Großfalte beherrscht den Meßbereich 10. SE dieser Schlinge streichen die Gesteine gleichförmig nach NE in den Meßbereich 8 hinüber (Abb. 30, Ber. 8 und 10).
Im Inneren der LeMandrie-Schlinge gemessene, steilstehende B-Achsen legen die Vermutung nahe, die Schlinge tauche steil (61-87 °) nach SW ab.
Mylonitisierte Gesteine im umlaufenden Streichen der Schlinge und parallel zu den zahlreichen NE-SW streichenden Störungsbahnen sind deutlich zu beobachten.(273 sf-Werte,20-B.Ach.)

Meßbereich 11 und 11a Polinar- und Tremenesca-Schlinge

Die Flächen- und B-Achsendarstellungen in Abb. 30, Bereich 11 und 11a zeigen das umlaufende Streichen und das steile Einfallen der B-Achsen dieser Bereiche.
Die kleinere, enge Polinar-Schlinge (Bereich 11) und die große Tremenesca-Schlinge (Bereich 11a) sind gut in der "Formlinien-Karte" von C. v. SEIDLEIN (1982) zu erkennen (Abb. 30). Auf dieser Karte ist zusätzlich auch der Meßbereich 12 (oben links) und die Peio-Linie (===) dargestellt.
Im NW und Norden von der Peio-Linie, im NE von der Rabbi-Tal Linie, wird der Bereich 11 und 11a im SE von der Periadriatischen Naht (PN) begrenzt.
Durch entgegengesetzte horizontale Bewegungen zwischen Peio-Linie und PN und Einengung des Gebietes von SE her könnten diese steil aufgerichteten Falten mit nach oben zu fächerförmig auseinandertretenden Gesteinen entstanden sein.

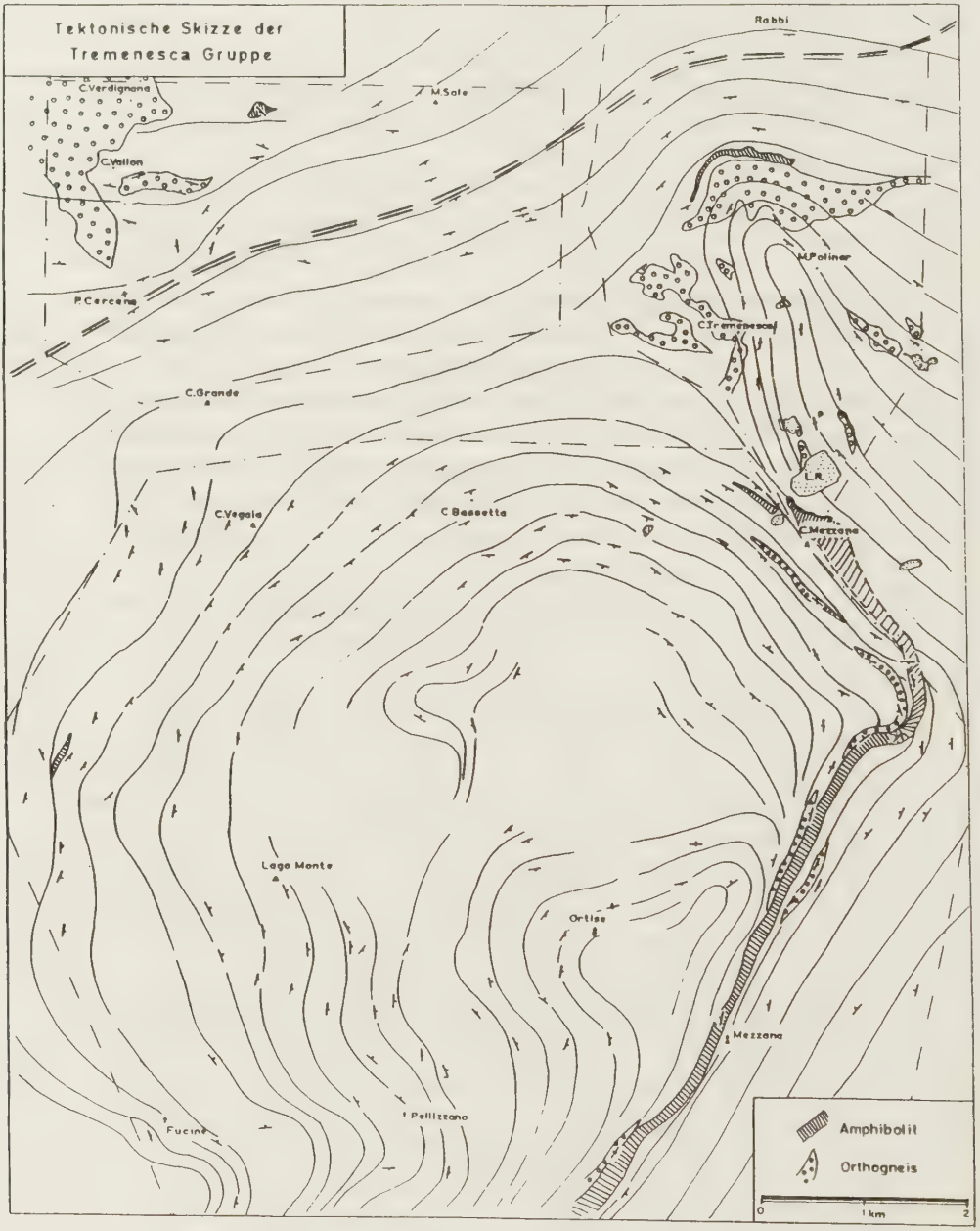
Nach ANDREATTA (1952) dürfte die Entstehung der schlingenförmigen Großstruktur des Bereiches 11 und 11a in ein prä-

variszisches bis variszisches Faltungszeitalter fallen: "Gleichzeitig müßte der hohe Metamorphosegrad der Gesteine entstanden sein. Der Gesteinskomplex hat sich in der Bildungsphase der Tiefenmetamorphose plastisch verhalten, so daß er im tektonischen Strömen das Fließvermögen einer Flüssigkeit erhielt (Kriechen der Geophysiker)."
(633 sf-Werte, 50 B-Achsen).

Meßbereich 12 Ragaiola Bach-Tal, Gebirgszug M. Sole (2350 m), M. Villar (2644 m), Cima Vallon (2840 m), Cercena Paß (2622 m) und Cima Grande (2901 m)

Das Gebiet hat als südliche Begrenzung die Peio-Linie, die vom Cercena-Paß in östlicher Richtung durch das Ragaiola Bach-Tal (auch Val Cercena genannt) streicht.
Der nördlich der Peio-Linie gelegene Meßbereich mit seinen "mesozonalen" Gesteinen stellt den Südschenkel einer NE-SW streichenden Antiklinal-Struktur dar, deren Scheitel etwa am Verdignana-Gipfel (2938) zu finden ist (s.a. Abb. 31, Formlinienkarte und Abb. 30, tektonische Karte, Meßbereich 12).
Die Maxima der Schieferflächen des Bereichs 12 liegen bei 40-60 °, also ein NE-Streichen; die Gesteine fallen mit 20-30 ° nach SE.
Die gemessenen B-Achsen tauchen überwiegend mit 10-20 ° nach SW ab.
Der Meßbereich 12 wird vom Peio-Störungssystem geprägt. Nördlich und südlich der Hauptstörungsbahn verlaufen viele Parallelstörungen untergeordneter Art.
BÖHM 1980, unterscheidet "alte" und "junge" Störungen entlang des Peio-Systems. Danach erfolgte die Anlage der "alten" Schubbahnen in größeren Tiefen mit einem SE-Fallen von etwa 30 °.
Danach entwickelten sich steilere "jüngere" Störungsflächen. Diese sind gekennzeichnet durch tektonische Brekzien und Pseudotachylite.

Abb. 31: Tektonische Skizze mit "Formlinien" der Bereiche 11 (rechts oben), 11a (Mitte unten) und 12 (oben links) (aus v. SEIDLEIN 1982) s.a. Text.



Die "älteren", flachen Störungsbahnen rund um den Passo Cercena werden begleitet von "Quetsch-Körpern" aus Grünschiefermylonit, Marmor und Pegmatit.

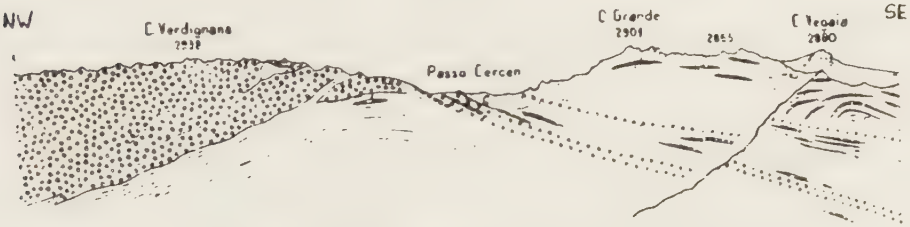


Abb. 32: Profil Verdignana-Passo Cercen-Cima Grande (ANDREATTA 1954)

Das Profil von ANDREATTA (1954) in Abb. 32 zeigt im Meßbereich 12 den Bereich der Peio-Linie am Passo Cercena mit nordöstlicher Blickrichtung. Die von Paragneisen gebildeten Hänge des Cima Vallon und Monte Sole sind in dieser Skizze vom Verdignana-Granit verdeckt. Die mit Kreuzchen gekennzeichneten Bahnen sollen die Peio-Störungsbahnen darstellen.
BÖHM (1980) ermittelte aus P-T-Bedingungen an der Peio-Linie eine Sprunghöhe von mindestens 4,5 km zwischen "katazonalen" südlich der Störung und "mesozonalem" Bereich nördlich der Störung. (212 sf-Werte, 5 B-Achsen).

6.3 Zusammenfassung der tektonischen Untersuchungen

Abgesehen von den tektonischen eigenständigen Gebieten der Polinar-Tremenesca- und LeMandrie-Schlinge ist das Untersuchungsgebiet regelmäßig verfaltet.
Generell streichen die spitzwinkelig bis isoklinal verfalteten metamorphen Gesteine NE-SW.
Die B-Achsen der z.T. nordverengten Falten tauchen überwiegend flach nach Nordwesten ab, eine untergeordnete Zahl

auch nach Nordosten. Die Amplituden der meisten gemessenen Falten bewegen sich im 5-10 m-Bereich. Großfalten (Amplituden bis 60 m) finden sich in der Jennwand im oberen Martelltal und in den Augengneisen am Polinar im Rabbital.

Die Marteller Pegmatit-Intrusion bewirkte eine Hebung und Kippung der umgebenden Schichten. Sie drückt sich in einer Kulmination der B-Achsen in diesem Bereich aus.
Das Alter der Schlingenbildung in der Tremenesca- und Le Mandrie Gruppe kann nur relativ bestimmt werden:

- Die Anlage der Polinar-, Tremenesca- und LeMandrie-Schlinge ist älter als die Hauptmetamorphose (Def1, Kr1), da diese syn- bis posttektonisch ablief. Wäre der Großfaltenbau erst später entstanden, etwa während der zweiten Deformation (Def2), müßten die postkinematisch während Kr1 gewachsenen Minerale Deformationen zeigen.
- Die Schlingenbildung zumindest in der LeMandrie ist jünger als die Intrusion der Peridotite. Diese sind an der LeMandrie in den Schlingenbau miteinbezogen.

Die drei großen steilstehenden Großstrukturen der Polinar-, Tremenesca- und LeMandrie-Schlingen besitzen ähnlichen Baustil. Sie bilden steilstehende, in der Tiefe eingeengte, verfaltete Einheiten, deren Gesteine nach oben zu fächerförmig auseinandertreten. In der Skizze in Abb. 33 wird das Aufrichten der B-Achsen von außen ins Innere der Großfalten dargestellt.

Die Skizze in Abb. 34 zeigt stark vereinfacht die drei Einheiten des Untersuchungsgebietes:
Im Norden die von der Etschtal-Störung begrenzte "low- bis medium-grade" metamorphe Einheit mit der darüberliegenden Quarz-Phyllit-Hülle;
nach NW durch die Peio Linie abgetrennt die Einheit der "medium"-und "high-grade" metamorphen Gesteine, unterteilt durch die Rumo Linie;

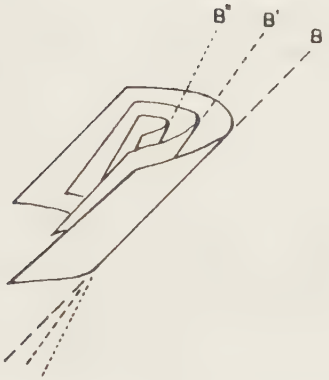


Abb. 33: Vereinfachtes Modell der Großfalten in Polinar-, Tremenesca- und LeMandrie-Gruppe. Von außen nach innen richten sich die B-Achsen auf. In der Tiefe Einengung der Faltenschenkel

westlich davon die Tremenesca- und Polinarschlinge mit "medium-grade" metamorphen Gesteinen, durch die Rabbital Linie und Peio-Linie von den o.g. Einheiten abgegrenzt. Die periadriatische Naht im Süden der Skizze grenzt das Altkristallin von den mesozoischen Sedimentiten der Brenta ab.

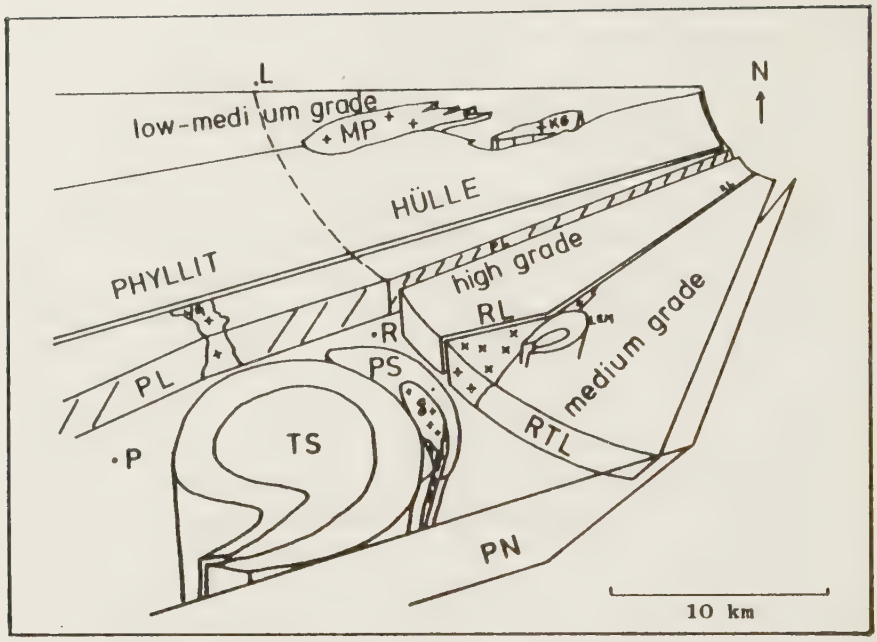


Abb. 34: Stark vereinfachte tektonische Skizze des östlichen Campo Kristallin

L = Laas im Etschtal
P = Peio im Peiotal
R = Bagni di Rabbi im Rabbital
MP = Marteller Pegmatit
KG = Kuppelwieser Granit
VG = Verdignana Granit
CG = Campo Secco-Granit
TS = Tremenesca Schlinge
PS = Polinar Schlinge
LEM = LeMandrie Schlinge
PL = Peio-Linie
RL = Rumo-Linie
RTL = Rabbital-Linie
PN = Periadriatische Naht

s. a. Text (S. 136/137).

7. DIE GEOLOGISCHE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DES ÖSTLICHEN CAMPO-KRISTALLIN - VERSUCH EINER SYNTHESE

7.1 Heutiger Wissensstand

Das Campo-Kristallin, Teil der oberostalpinen Campo-Decke, wurde von STAUB (1924) in seiner Alpensynthese als Wurzelzone des Ötztal-Kristallins und als Teil der mittleren ostalpinen altkristallinen Deckenkerne betrachtet.
Der heutige Wissensstand über das Campo-Kristallin basiert zum großen Teil auf den Erkenntnissen ANDREATTAs, der sich mehr als 20 Jahre der Bearbeitung der "Ortler Gruppe" widmete.
Zwischen Ötztal-Kristallin und den südalpinen mesozoischen Sedimentiten der Brenta liegt der östliche Teil des Campo Kristallins. Östlich der mesozoischen Ortlerplatte finden sich bis auf die spätalpidischen Andesite nur metamorphe Gesteine.
Die SW-NE verlaufende Peio-Linie trennt das östliche Campo-Kristallin in einen nordwestlichen Teil, aufgebaut aus "mesozonalen" (ANDREATTA 1952) metamorphen Serien und einer Quarzphyllit-Zone und einem südöstlichen "katazonal"-metamorphen Komplex.
Der gesamte Bereich zwischen Etsch und Noce wird heute als polymetamorph gebildet angesehen und trägt Spuren einer oder mehrerer präalpiner Bildungsprozesse.
ANDREATTA (1952) leitete aufgrund seiner detaillierten petrographischen Bearbeitung der "Ortler Gruppe" fünf petrogenetische Phasen ab (s.a. Kap. 1.3: Frühere Bearbeiter). So sollen sich während der nacheinanderfolgenden geologischen Ereignisse "tektonisch metamorphe" Phasen mit Injektionen und Verdrängungen abwechseln. ANDREATTA (1952) beschreibt zwei "präherzynische" metamorphe Phasen, während welcher die Peridotite im Ultentalkamm intrudierten. Weiter eine "herzynische" Metamorphose, die auch die heutige Schieferung schuf, gefolgt von zwei "epizonalen" Überprägungen (Diaphthoresen) alpidischen Alters.

Die präkambrische bis kambrische Sedimentation toniger und sandiger Abfolgen und Grauwacken als Edukt der heutigen Paragneise und Glimmerschiefer wird 1952 und 1954 von ANDREATTA nachgewiesen. Später auch bei MÜLLER (1979), HENKEL (1979), BÖHM (1981) und NIGGLI (1982).
Submariner basischer Vulkanismus und vulkanoklastische Lagen liefern die Edukte der heute anstehenden Amphibolite (PUVOGEL 1978).
Nach SASSI & ZIRPOLI (1979) und PECCERILLO (1979) sind kaledonische Magmatite im Ostalpenraum in schon vergneiste Gebiete aufgedrungen; die Autoren postulieren ebenfalls eine dem Magmatismus vorangestellte Metamorphose. Regionale Krustenaufschmelzung ohne vorausgegangene Metamorphose ist nach PECCERILLO (1979) nicht realistisch.
Im Altkristallin südlich der Defreggen-Antholz-Valser-Linie (zwischen dem Südrand des westlichen Tauernfensters und der periadriatischen Naht, hier Pusterlinie) werden Altersdaten von BORSI et al. (1980) interpretiert als:

Kaledonische Metamorphose in Amphibolit-Fazies, gefolgt von Granit-Intrusionen (SASSI & ZIRPOLI (1973; SASSI et al. 1974a; 1974b; BORIANI et al. 1974; PURTSCHELLER & SASSI 1975; BORSI et al. 1975; BÖGEL et al. 1976; SASSI & ZIRPOLI 1980; SASSI & ZANNETTIN 1980; STÖCKHERT 1982).

Gesichert gilt heute ein saurer, ordovizisch-silurischer Magmatismus in den Ostalpen (PECCERILLO et al. 1979; BORSI et al. 1980; SÖLLNER & SCHMIDT 1981).
Die magmatogene Entstehung der Orthogneise im Rabbi- und Bressimotal (Campo Secco und LeMandrie) und der Pegmatite der Polinarschlinge ist diesem altpaläozoischen Magmatismus zuzurechnen. MOSTLER (1970) stellte die Förderung der Porphyroide im Martelltaler Quarzphyllit an die Grenze Ordovizium-Silur (Caradoc-Ashgill). Er bringt sie in engen Zusammenhang zur tektonischen Phase der kaledonischen Gebirgsbildung (s.a. HEINISCH 1980). Magmatektonisch wird der Vulkanismus in Ordovizium und Silur mit dem Aufstieg

eines Manteldiapirs und damit verbundenem kontinentalem rifting in Verbindung gebracht (MOSTLER 1971; COLINS et al. 1979).
THÖNI (1981b) interpretierte Rb/Sr-Glimmeralter von 310-325 ma. des Campo-Ortler-Gebietes als variszische Abkühlungsalter.
GEBAUER & GRÜNENFELDER (1978) und ROST & BRENNEIS (1978) schließen aufgrund von Altersbestimmungen an Zirkonen und Phlogopit in Peridotiten des Ultental-Kammes und Bressimotal mit 336 bzw. 330 ma. auf eine hochgradige Metamorphose zu Beginn der variszischen Petrogenese.

Im ostalpinen Altkristallin erfolgte als Abschluß der variszischen Petrogenese ein granodioritischer bis granitischer Plutonismus. Zu dessen Phasen können die Pegmatite im Bressimotal gerechnet werden. NIGGLI (1982) erhielt hier aus Pegmatiten Hellglimmer-Abkühlungsalter von 228 und 248 ma.[x1]
Ebenfalls permische Intrusionsalter stellen die von GRAUERT & SOPTRAJANOVA 1974 (276 ± 10 ma., 261 ± 10 ma.) und EFFLER 1981 (240 ± 7 ma., 256 ± 9 ma.)[x1] gewonnenen Altershzahlen des Marteller Pegmatits dar.
Dieser galt bisher (GWINNER 1971) als tertiäre Intrusion.
Die alpidische Orogenese wirkte sich im Untersuchungsgebiet in Form einer Diaphthorese aus.
Biotit-Abkühlungsalter von Pegmatit- und Paragneisproben aus dem Bressimo-Tal (NIGGLI 1982) geben Alterswerte von 145 bzw. 118 ma. an.[x1]
GRAUERT & SOPTRAJANOVA (1974) und EFFLER (1981)[x1] errechneten Biotit-Abkühlungsalter aus Paragneisen im Kontakt mit dem Marteller Pegmatit von 81 bzw. 111 ma.
Nach JAKES & WHITE (1972) folgte im Campo-Kristallin der Diaphthorese und Störungstektonik (Def 2, Kr 2 und Def 3) ein andesitischer Magmatismus kalkalkalischer und shoshonitischer Gesteine.
GATTO et al. (1976) betrachteten diese Gesteine als den

[x1] Diese Alter sind von KÖHLER gemessen, ausgewertet und interpretiert und sind in den Arbeiten von NIGGLI (1982) und EFFLER (1981) enthalten.

Andesiten der Westalpen äquivalent. Sie werden mit den Subduktionsprozessen des Penninikums in Verbindung gebracht, das nördlich des Südtiroler Altkristallins im Unterengadiner Fenster ansteht und stützen sich dabei vor allem auf die radiometrischen Altersdaten einiger Andesite:

Andesit von Töll (Meran)	32 ± 1 ma.
Dacit des Colle Scabro	48 ± 4 ma.
Andesit der Cima Undici	89 ± 7 ma.

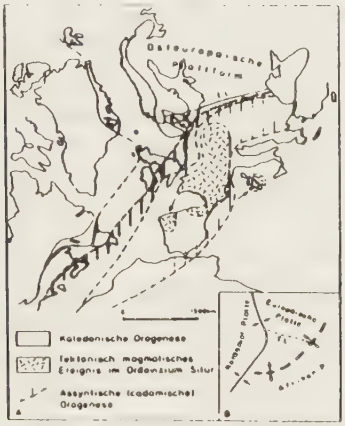
ANDREATTA (1953) hält die verschiedenen Generationen von Andesit-Gängen am Mte Sole für "syn- und posttektonische (alpidische) Injektionen".
Die "perlschnurartige" Anordnung der Ultrabasitlinsen im Ultentalkamm und die streifenförmige Anordnung hoher und höchstmetamorpher Stockwerke entlang der Rumo-Linie könnte eine "intrakrustale Sutur" oder eine schmale Subfluenzzone markieren, hervorgerufen durch eine altpaläozoische, kollisionsbedingte "Delamination" (BIRD 1978).

Die folgenden geodynamischen Betrachtungen sind abgestimmt mit den Ergebnissen von HEINISCH und SCHMIDT in ihrer Arbeit "Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen" (1982):
An der Wende Präkambrium/Kambrium konvergierten Mittel- und SW-Europa (Gondwana-Block) und die osteuropäische Plattform. Zeugen des spätorogenen Magmatismus sind Vulkanite in Böhmen, Augengneise in den Ostalpen (Ötztal, S'Campo-Kristallin, Stubai) und die Ollo de Sapo in Spanien.
Basische Tiefengesteine (Peridotite im Ultental) sprechen für ein Divergieren der großen Plattensysteme vermutlich schon vom Kambrium bis ins Silur.
Dabei kam es zur Ausdünnung der kontinentalen Kruste und das assyntische Basement wurde in einzelne Fragmente zerlegt.
Spreading-Zonen und Aulakogene entstanden über den Asthenolithen. Durch den stark erhöhten Wärmestrom setzte eine weiträumige Anatexis ein und führte zur Bildung granodioritischer bis granitischer Schmelzen.

Am Südrand Europas herrschten Spreading-Prozesse vor, während es in Mittel- und Südeuropa zu intraplate-Deformationen kam, die BEHR (1978) durch Scherflächentektonik und subfluenzartige Unterschiebungen ausgedünnter Kruste erklärt.

Paläomagnetische Daten lassen vermuten, daß sich im Ordovizium und Silur zwischen Afrika und Europa eine neue Divergenz vollzog, die die Existenz einer Spreading Zone zwischen beiden Platten voraussetzt.

HEINISCH & SCHMIDT (1982) nehmen deshalb für den SW-Teil Europas eine TTR triple junction an (dazu Abb. 35).



A Die Verbreitung des altpaläozoischen tektonisch magmatischen Ereignisses im Mittel und SW Europa und seine Beziehung zu den Räumen der kaledonischen und assyntischen Orogenese (ZWART & DOMMASNES 1978). Pfeile kennzeichnen postassyntische Schollen-Rotationen. Tornquistsche Linie (T. L.)

B Während der kaledonischen Orogenese scheinen im Südeuropa spreading Prozesse wirksam gewesen zu sein. Man kann daher als hypothetisches geodynamisches Modell die Existenz einer TTR (trench trench ridge) triple junction an der SW Spitze Europas annehmen.

Abb. 35: Die kaledonische Orogenese in Europa.
(aus: HEINISCH und SCHMIDT 1982).

7.2 Neue Ergebnisse

Anhand der Neukartierung des östlichen Campo-Kristallins, zusammen mit Untersuchungen von 300 Gesteinsproben und 420 Dünnschliffen, mit 46 geochemischen Analysen, Zonarbaubestimmungen an 185 Granatkörnern und P-T Abschätzungen der Metamorphosen können folgende neue Aussagen zur Strukturgeologie und metamorphen Entwicklung des Campo-Kristallins gemacht werden:

Eine prävariszische (wahrscheinlich kaledonische) erste Metamorphose von präkambrischen oder kambrischen Sedimenten schuf Metamorphite mit Paragenesen der Almandin-Amphibolit-Fazies.

Die variszische Hauptmetamorphose (Def1, Kr1) prägte das Hauptschieferungsgefüge (sf) und schuf eine z.T. steilachsige Faltung.

Die Platznahme der Peridotite erfolgte spätestens zur Zeit der Deformation 1 (Def1).

Die Hauptmetamorphose wirkte in einer prä- bis synkinematischen und einer postkinematischen Phase. Diese Phasen führten im Untersuchungsgebiet bei unterschiedlichen P-T Bedingungen zu unterschiedlichen Paragenesen (medium- und high-grade). Im Ultentalkamm kam es während der postkinematischen Kristallisation (Kr1) zu Anatexis und zur Bildung von großen Migmatit-Massen.

Spätvariszisch oder erst in alpidischer Zeit erfolgte eine Diaphthorese. Diese wirkte in mindestens zwei aufeinanderfolgenden Schritten (Def2, Kr2 und Def3, Kr3) und schuf typisch retrograde Umkristallisationen.

Diese Aussagen sind Ergebnisse der im Rahmen der vorliegenden Arbeit angestellten Untersuchungen. Zu einem

ähnlichen Ablauf der Metamorphosen kam auch ANDREATTA 1952 (vgl. Kap. 1.3).

Als posttektonische (post Def3) Ganginjektionen sind die Andesite am Mte. Sole zu betrachten. In Abstimmung mit radiometrischen Altersbestimmungen von GATTO (1976) und aufgrund der ungestörten Lagerungsverhältnisse ergibt sich für die Andesite ein oberkretazisches Alter. ANDREATTA (1953) postuliert mehrere Generationen von Andesitgängen, deren Injektion er zum Teil im Jura ansetzt.

Die Untersuchung des Almandin-Zonarbaus bestätigt den in Kap. 4 festgelegten Metamorphose-Ablauf:
Die Granat-Kerne kristallisierten bereits prävariszisch, ihre Ränder entstanden syn- und posttektonisch bei der variszischen Hauptmetamorphose. Die Existenz der alten Granatkerne (DefO, KrO) bestätigt auch die von v. SEIDLEIN (1982) beschriebene alte Granatgeneration, welche er einer prävariszischen Kristallisation zuschreibt.

Almandine zweiter Generation kristallisierten in der postkinematischen Phase der Hauptkristallisation (Kr1). Sie besitzen kontinuierliche Elementverteilungen (Glockenkurven).
Die teilweise und zuweilen auch vollständige Anatexis der Paragesteine in den Gneismigmatiten und Migmatiten führte zu einer teilweisen und auch vollständigen Homogenisierung der Zonarbaue ihrer Almandine.
Die Granate in den Peridotiten sind ebenfalls zonar gebaut. Sie besitzen einen pyrop-betonten Kern. Die Keliphitisierung dieser Granate erfolgte in den retrograden Metamorphosen (Def2, Kr2 und Def3, Kr3).

Die Neukartierung des östlichen Campo-Kristallins im Maßstab 1:50 000 (ANDREATTA 1951 im Maßstab 1:100 000) erbrachte im Gegensatz zum bisherigen Kartenmaterial:

Eine Abgrenzung der Quarzphyllit-Hülle zu den umgebenden medium-grade metamorphen Einheiten, die sich im Bereich des Hasenöhrls erheblich von der in ANDREATTAs Karte (1951) unterscheidet.
Die Schlingenstruktur in Polinar-, Tremenesca- und Le Mandrie-Gruppe konnte genauer dargestellt werden (vgl. SCHMIDEGG 1936, Abb. 2).
Gneismigmatit, Granoblastit und Migmatit, welche bisher als Orthogneise kartiert wurden (HAMMER 1903 und ANDREATTA 1951), werden gesondert ausgehalten.
Das Rabbi-Tal von Male bis Bagni di Rabbi stellt eine Störungslinie dar, die einerseits die Polinar- und Tremenesca-Schlinge vom östlich des Rabbi-Tales gelegenen Bereich tektonisch abtrennt und andererseits zwischen St. Bernardo und Bagni di Rabbi die medium-grade metamorphen Gesteine (Tremenesca- und Polinarschlinge) von den high-grade metamorphen Gesteinen des Castell Pagano-Cma Binazia-Stubele-Ilmenspitze-Kammes (Ultentalkamm) abgrenzt.

7.3 Versuch einer Synthese

Es soll versucht werden, die geologischen Ereignisse im östlichen Campo-Kristallin in einen zeitlichen Zusammenhang zu stellen. Dabei werden als Fakten verwendet:
Die geologische Kartierung des Gebietes zwischen Etsch und Noce,
die tektonische Bestandsaufnahme im Untersuchungsgebiet,
die detaillierte Beschreibung der anstehenden Gesteine,
die über Mineralparagenesen gewonnenen Daten der P-T Bedingungen der Metamorphosen,
Erkenntnisse zur Polymetamorphose im Untersuchungsgebiet anhand der Untersuchungen zum Granat-Zonarbau
und Altersbestimmungen anderer Autoren an Gesteinen des östlichen Campo-Kristallins.

In der Übersicht in Tab. 7 ist zusätzlich zu den strukturgeologischen, magmatischen und metamorphen Ereignissen eine zeitliche Zuordnung gegeben.
Die Entwicklung der P-T Bedingungen kann im unteren Teil der Darstellung abgelesen werden (A für Quarzphyllite, B für medium-grade metamorphe Paragesteine und C für medium- bis high-grade metamorphe Paragesteine).
Die Ziffern 1 - 8 in Tab. 7 entsprechen denen im folgenden Text.

Die geologische Entwicklungsgeschichte im östlichen Campo-Kristallin stellt sich nach dem heutigen Kenntnisstand und den hier durchgeführten Untersuchungen folgendermaßen dar:

1) Präkambrische bis kambrische Sedimentation toniger und sandiger Abfolgen und Grauwacken als Edukte der heutigen Paragneise und Glimmerschiefer.
   Submariner, basischer Vulkanismus und vulkanoklastische Lagen bilden die Ausgangsgesteine der heutigen Amphibolite.

2) Eine prävariszische (wahrscheinlich kaledonische) Deformation und Kristallisation (DefO, KrO), bildete mindestens Almandin-Amphibolit-fazielle Metamorphite.

3) Ein SiO_2-reicher Magmatismus in den Ostalpen während des Ordoviziums bis Silurs führte zur Bildung der späteren Orthogneise im Gebiet der Tremenesca- und Le Mandrie-Gruppe und der Pegmatit-Massen der Polinar-Schlinge.
   An der Grenze Ordovizium-Silur (Caradoc-Ashgill, nach MOSTLER 1970) erfolgte die Förderung der Porphyroide im Marteller Quarzphyllit.

4) Die Deformationsphase 1 (Def1) der variszischen Metamorphose prägte das Hauptschiefergefüge (sf) im Untersuchungsgebiet. Die steilachsige Faltung und die "Schlingenbildung" in der Tremenesca-Gruppe und in der

LeMandrie (s.a. Kap. 6) ist ebenfalls der Def1 zuzurechnen, da sie jünger als der altpaläozoische Plutonismus (Orthogneise), aber mindestens so alt wie die variszische Metamorphose ist.
Die Platznahme der Peridotite im Ultental-Kamm (s.a. Kap. 4.3.2.1) erfolgte spätestens zur Zeit dieser variszischen Faltung (Def1), da die Peridotite die gleiche Schieferung wie ihre Rahmengesteine aufweisen und an der LeMandrie ein Ultramafitit-Körper in den steilachsigen Faltenbau miteinbezogen ist.
Die Kristallisationsphase 1 (Kr1, prä-synkinematisch) der variszischen Metamorphose bildete u.a. Staurolith und Disthen in der "Katazone" (ANDREATTA, 1954) und Staurolith in der "Mesozone". Hinweise auf eine druckbetonte Phase zu Beginn der variszischen Petrogenese finden sich auch bei SATIR & MORTEANI (1979).
Zirkonalter der Peridotite im Ultenkamm von GEBAUER et al. (1978) deuten auf eine hochgradige Metamorphose mit 336 bzw. 330 ma. Alter.
THÖNI (1981b) interpretiert Hellglimmer Rb/Sr-Alter von 310-325 ma. als variszische Abkühlungsalter des Campo-Ortler Gebietes.

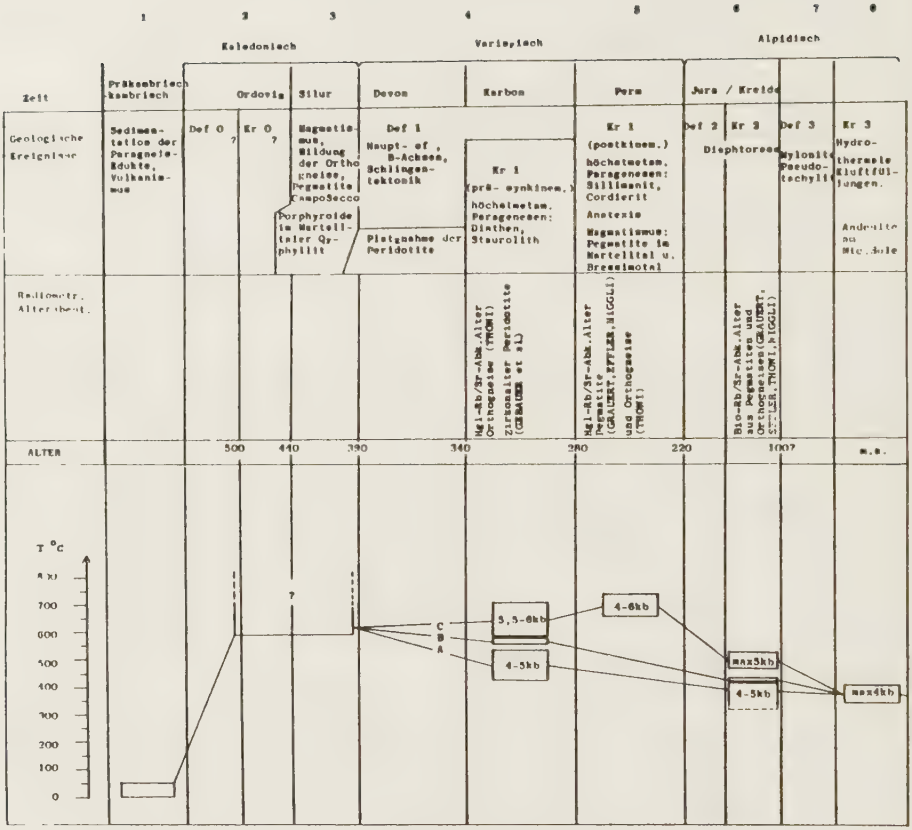
5) Die jüngere, postkinematische Phase der variszischen Kristallisation (Kr1, postkinematisch) wirkte hauptsächlich im Abschnitt zwischen Rumo- und Peio-Linie. Hier bildeten sich postkinematisch Sillimanit und Cordierit. Im Ultental-Kamm (entlang der Rumo-Linie) kam es durch Anatexis zur Bildung eines großen (7 x 2 km) Migmatit-Körpers.
THÖNI (1981b) erhielt Hellglimmer-Rb/Sr-Alterswerte aus Orthogneisproben der Tonale Zone, die in diesen permischen Zeitraum fallen und als Abkühlalter der postkinematischen Kristallisationsphase Kr1 gedeutet werden können.
Hellglimmer-Abkühlungsalter aus Pegmatiten vom Bressimo-

Tal werden von NIGGLI (1982) mit 228 und 248 ma. angegeben. Permisches Intrusionsalter (276 und 261 ma.) wird für die Marteller Pegmatit-Intrusion berechnet (GRAUERT & SOPTRAJANOVA 1974 und EFFLER 1981).

6) Die alpine Orogenese bewirkte eine regional verschieden stark ausgebildete Diaphthorese mit typisch retrograden Paragenesen (Epidot-Chlorit-Klinozoisit). Sie wurde eingeleitet durch eine Deformation (Def2, s.a. Kap. 4.2 und die "Phyllonitisierung der Quarz-Phyllite", ANDREATTA 1952).

7) Die alpidische Deformationsphase 3 (Def 3) erzeugte Mylonite und Pseudotachylite entlang der Rabbi-Peio- und Rumo-Linie.

8) Nach Diaphthorese und Störungstektonik (Def2, Kr2 und Def3) erfolgte am Mte. Sole ein andesitischer Magmatismus. Aufgrund von Lagerungsverhältnissen, dem Fehlen tektonischer Überprägung und Vergleichen mit anderen Andesiten in den Ostalpen kann für die Gänge am Mte. Sole ein ältestens oberkretazisches Intrusionsalter angenommen werden.
Als letzte Zeugen alpidischer Ereignisse im Arbeitsgebiet sind hydrothermale Füllungen der von Def3 erzeugten Klüfte zu nennen. Die Kluftfüllungen weisen Paragenesen auf, die auf Temperaturen von 340 - 430 °C mit maximalen Drucken von 4 kb schließen lassen.



Tab. 7: Schematische Darstellung der geologischen Entwicklungsgeschichte des östlichen Campo Kristallins.
Druck/Temperatur-Entwicklung für
A = Quarz-Phyllite
B = "medium-grade" metamorphe Paragesteine
C = "medium bis high-grade" metamorphe Paragesteine.
Siehe auch Text in Kap. 6, 1-8.

8. LITERATURVERZEICHNIS

ACKERMAND, D. & MORTEANI, G. (1976): Kontinuierlicher und diskontinuierlicher Zonarbau in den Granaten der penninischen Gesteine der Zillertaler Alpen (Tirol/Österreich) - TMPM 23, S. 117-136.

AMTHAUER, G.; BRENNEIS, P.; GRIEGEL, W. & ROST, F. (1972): Über orientierte Granatentmischung in Pyroxenen bei der metamorphen Genese granatführender Ultramafitite des Ultentales, Südtirol. - Ber.deutsch. Ges.geol.Wiss.B., Miner.-Lagerstättenf., 16,2: 227-240; Berlin.

ANDERSON, D.E. & BUCKLEY, G.R. (1973): Zoning in Carnets - Diffusion Models. Contrib.Mineral.Petrol. 40, 87-104.

ANDREATTA, C. (1932): Rilevamenti geologici e notizie petrografiche sulla regione Cevedale - Val d'Ultimo (Alto Adige). - Atti Accad.Veneto-Trentino - Istriana, vol. XXIII, 1-16; Padova.

ANDREATTA, C. (1935): La formazione gneissico-kinzigitica e le oliviniti di Val d'Ultimo (Alto Adige).- Estratto dalle Memorie del Museo di Storia Naturale delle Venezia Trid., vol. III, fasc. 2: 1-160; Trento.

ANDREATTA, C. (1948a): La "Linea di Peio" nel massiccio dell'Ortler e le sue Miloniti.- "Acta Geologica Alpina", Contributi di Mineralogia, petrografica e geologia, Nr. 1: 1-63; Bologna.

ANDREATTA, C. (1948b): La tettonica "a vortici" nei monti della Val di Sole.- Lincei-Rend.Sc.fis.mat. e nat., vol. V: 60-67; Roma.

ANDREATTA, C. (1952): Polymetamorphose und Tektonik in der Ortler-Gruppe.- N.Jb.Min.Mh., 1: 13-28; Stuttgart.

ANDREATTA, C. (1953): Syntektonische und posttektonische magmatische Erscheinungen der Ortler Gruppe in Beziehung zum alpinen Magmatismus. - Tscherm. Mineral.-Petr.Mitt., 3, 93-114; Wien.

ANDREATTA, C. (1954): La Val di Peio e la Catena Vioz-Cevedale.- "Acta Geologia Alpina", Contributi di Mineralogia, petrografia e geologia, Nr. 5: 1-336; Bologna.

ANDREATTA, C. (1955): Attivita svolta durante gli anni 1953 - 1954. - La ricerca scientifica, Anno 25° - Nr. 9: 2511-2550; Roma.

ANDREATTA, C. (1956): Il sottosuolo e le sue possibilita.- Veröff. des Ufficio Coordinamento statistiche e studie, Regione Trentino - Alto Adige: 1-24; Trento.

BEHR, H.J. (1978): Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgstockwerk Mitteleuropas. - Z.dt.geol.Ges., 129: 283-318; Hannover.

BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. (1967): Empirical correction factors for the electron microanalysis of Silicates and Oxides. J.Geol., Vol. 76, S. 382-403.

BERGLUND, L. et al. (1976): Garnet-boitit gneiss in "Systhéme du Graphite" (Madagaskar): Petrologie and fluid inclusions; Lithos 9, S. 139-148.

de BETHUNE, P.; LADURON, D.; MARTIN, H. & THEUNISSEN, K. (1968): Grenats zonés de la zone du Mont Rose (Valle Anzasca, Prov. de Novara, Italie). SMPM 48, S. 437-454.

de BETHUNE, P.; LADURON & BOCQUET, J. (1975): Diffusion Processes in Resorbed Garnets. Contrib.Mineral. Petrol. 50, S. 197-204.

BIRD, P. (1978): Initiation of intrakontinental subduction in the Himalaya. - J. geophys. Res., 83 (10): 4975-4987; Washington.

BIRK, D. (1973): Chemical zoning in Garnets of the Kashabowie Group, Shebandowan, Ontario. Can.Min., Vol. 12, S. 124-128.

BLACKBURN, W.H. (1968): The spatial extent of chemical equilibrium in some high grade metamorphic rocks from the Grenville of southeastern Ontario.- Contr.Mineral.Petrol., 19: 72-92; Berlin/Heidelberg/New York.

BÖGEL, H. & SCHMIDT, K. (1976): Kleine Geologie der Ostalpen.- 231 S.; Thun (Ott-Verlag).

BÖHM, G.P. (1980): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich der Peio-Linie, Val Cercena (Trient/Italien) und geochemisch-petrographische Untersuchungen an den Augengneisen des Südtiroler Altkristallins.- Unveröff.Dipl.-Arbeit Univ. München: 110 S.; München.

BORSI, S.; DEL MORO, A.; SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G. (1980): New petrographic and radiometric data on the Oetztal and Stubai Orthogneises (Eastern Alps).- N.Jb.Miner.Mh., H. 2: 75-87; Stuttgart.

BRENNEIS, P. (1971): Zur Geochemie und Genese der Ultramafitite im Bergzug südlich des Ultentals, Südtirol. - Unveröff. Diss. Univ. des Saarlandes: 129 S.; Saarbrücken.

BURRI, C. et al. (1967): Die optische Orientierung der Plagioklase. - Birkhäuser Verlag, Basel.

COLINS, E. et al. (1979): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. - Vortragskurzfassung Arbeitstagung "Tiefbau der Ostalpen", Salzburg.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1963): Rück-Forming Minerals, Vol. 4 (Framework Silicates). - 435 p.; London (Longman).

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1976): An Introduction to the Rock-Forming Minerals. - 528 p.; London (Longman).

EFFLER, M. (1981): Geochemische Untersuchungen am Marteller Pegmatit-Granit und die geologisch-petrographische Neuaufnahme seiner Rahmengesteine im Gebiet um die Morter-Alm (Südtirol). - Unveröff.Dipl.-Arbeit Univ. München: 139 S.; München.

GATTO, G.O.; GREGNANIN, A.; PICCIRILLO, E.M. & SCOLARI,A. (1976): The "Andesitic" Magmatism in the South-Western Tyrol and its Geodynamic Significance.- Geol.Rdsch., 65: 691-700; Stuttgart.

GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M. (1978): U-Pb Zircon dating of alpine type Garnet-Peridotites example: Val Ultimo (Eastern Alps, Northern Italy).- Short-papers of the Fourth Intern Conference Geochr., Cosmochr., Isotopegeol., Geol. Survey Open-file Report: 135-136.

GRANT, J.A. & WEIBLEN, P.W. (1971): Retrograde zoning in garnet near the second Sillimanite isograde. Am.J.Sci. 270, S. 281-296.

GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. - Unveröff.Diss.Univ.Bern: 166 S.; Bern.

GRAUERT, B. & SOPTRAJANOVA, G. (1974): U/Pb and Rb/Sr isotopic analysis on minerals of a pegmatite and its country rock from Val Martello, italian Alps.- Carnegie Inst.Wash.Yearbook, 71: 305-309; Washington.

GRUBENMANN, U. u. NIGGLI, P. (1925): Die Gesteinsmetamorphose. I. Allgem. Teil; Borntraeger, Berlin.

GWINNER, M.P. (1971): Geologie der Alpen. - 477 S.; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).

HACK, M. (1982): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Auerbergtal (Ulten, Südtirol).- Unveröff.Dipl.-Arbeit Univ. München: 123 S.; München.

HAMMER, W. (1899): Olivingesteine aus dem Nonsberg, Sulzberg und Ultenthal.- Jen.Zeitschr. für Nat.Wiss., Vol. 72; Jena.

HAMMER, W. (1902): Die krystallinen Alpen des Ultenthales, I. Das Gebirge südlich der Faltschauer.- Jb.d.k.k. geol. R.A.: 105-133; Wien.

HAMMER, W. (1903a): Ueber die Pegmatite der Ortler Alpen.- Verh. k.u.k.geol.R.A., Band 17: 345-361; Wien.

HAMMER, W. (1903b): Porphyrite und Diorit aus den Ultenthaler Alpen.- Jb.d.k.k.geol.R.A., Band 53/1: 65-90; Wien.

HAMMER, W. (1905): Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale.- Jb.d.k.k.geol.R.A., Band 55/1:1-26; wien.

HAMMER, W. (1924): Einige Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme in den Westtiroler Zentralalpen.- Geol.Rdsch., Band 16: 147-160; Stuttgart.

HAMMER, W. (1938): Bemerkungen zu R. Staubs "Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler".- Verh.d.geol.B.A., 1938: 227-237; Wien.

HEMMERICH, M. (1976): Der Aplit-Granit des Martell Tales und sein geologischer Rahmen. - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 157 S.; München.

HEINISCH, H. & SCHMIDT, K. (1976): Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen.- Geol. Rundsch., 65/2, 459-482, Stuttgart.

HEINISCH, H. (1980): Der ordovizische "Porphyroid"-Vulkanismus der Ost- und Südalpen-Stratigraphie, Petrographie, Geochemie.- Unveröff. Diss. Univ. München, München.

HEINISCH, H. & SCHMIDT, K. (1982): Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen.- N.Jb. Geol.Paläont.Mh., 4: 211-239; Stuttgart.

HENKEL, Ch. (1979): I. Geologische Neuaufnahme der Tremenesca-Gruppe (Prov. Trento/Italien).
II. Mikrosondenuntersuchungen an Granaten der Tremenesca-Gruppe und der östlichen und südöstlichen Laaser-Gruppe.- Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 95 S., München.

HERZBERG, C.; RICCIO, L.; CHIESA, S.; FORNONI, A.; GATTO, G.O.; GREGNANIN, A.; PICCIRILLO, E.M. & SCOLARI, A. (1977): Petrogenetic evolution of a Spinel-Garnet-Lherzolite in the austridic crystalline basement from Val Clapa (Alto Adige, Northeastern Italy).- Consiglio Nazionale delle Ricerche: 1-28; Padova.

HIRSCHBERG, A. und WINKLER, H.G.F. (1968): Contr.Mineral. Petrol. 18: S. 17-42.

HOINKES, G. (1978): Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeliger Zwischenlagen in Marmoren des südwestlichen Schneebergerzuges (Ötztaler Alpen, Südtirol). N.Jb.Miner.Abh. 131, S. 272-303.

HOINKES, G. & PURTSCHELLER, F. (1979): Zur Metamorphose des Schneebergerzuges. Tiefbau der Ostalpen, Jahresbericht 1977, H. 7, S. 11-16, Zentralanst. Meteorol.Geodyn.

HOINKES, G. (1980): Mineralogie und Metamorphose im westlichen Schneeberger Zug und angrenzenden Altkristallin. Habilitationsschrift, Innsbruck.

HOLLISTER, L.S. (1966): Garnet zoning: an interpretation, based on the Rayleigh Fractioning Model. Science, Vol. 154, Nr. 3757, S. 1647-1651, Dec.30.

HOSCHEK, G. (1967): Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. Contrib.Mineral. Petrol. 14, S. 123-162.

HOSCHEK, G. (1969): The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. Contrib.Mineral.Petrol. 22, S. 208-232.

HOSCHEK, G. (1973): Zur Stabilität metamorpher Biotit-Paragenesen. TMPM 20, S. 48-58.

HOSCHEK, G. & MOSTLER, H. (1979): Metamorphose im Innsbrucker Quarzphyllit, im Patscherkofelkristallin, in der Grauwackenzone und in der Nördlichen Grauwackenzone.- Überblick.- Arbeitstagung "Tiefbau der Ostalpen", als Manuskript vervielfältigt, Salzburg.

JAKES, P. & WHITE, A.J.R. (1972): Major and Trace Elements Abundances in Volcanic Rocks of Orogenic Areas.- Bull.Geol.Soc.Amer. Vol. 83, p. 29-40.

KLEBELSBERG, R. v. (1935): Geologie von Tyrol.- 872 S., Bornträger Verlag, Berlin.

KONNERTH, H. (1977): Geologische Neuaufnahme der östlichen Laaser Gruppe (Bozen/Italien).- Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 137 S., München.

KRETZ, R. (1973): Kinetics of cristallisation of garnet of two localities near Yellowknife.- Can.J.Earth sci., 12: 1-20; Ottawa.

KURAT, G. & SCHABERT, H.G. (1972): Compositional Zoning in Garnets from Granulite Facies Rocks of the Moldanubian Zone, Bohemian Massif of Lower Austria, Austria. Earth and Planet. Sci. Letters 16, S. 379-387.

McATEER, C. (1976): Formation of Garnets in a Rock from Mallaig. Contrib. Mineral. Petrol. 55, S. 293-301.

MEHNERT, K.R. (1968): Migmatites.- 393 p.; Amsterdam (Elsevier).

MIYASHIRO, A. (1973): Metamorphism and Metamorphic Belts.- Verl. George Allen & Unwin; S. 492; London.

MIYASHIRO, A. & SHIDO, F. (1973): Progressive compositional change of garnet in metapelite. Lithos 6, S. 13-20.

MORTEN, L.; BARGOSSI, G.M. & LANDINI BARGOSSI, F. (1977): Notizie preliminari sulle metamorfiti della Val di Rumo, Val di Non, Trento.- Miner.Petrog.Acta, vol. 21: 137-144; Bologna.

MOSTLER, H. (1970): Der Westabschnitt der nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg).- Nachr. Deutsch. Geol.Ges. 52-54; Hannover.

MÜLLER, C. (1979): Geologische Neuaufnahme des oberen Martelltales (Prov. Bozen/Italien).- Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 181 S., München.

NIGGLI, M. (1982): Geologisch-petrographische Neuaufnahme des Gebietes zwischen Cima Zoccolo und Castel Pagano, Val di Bressimo, Südtirol.- Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 131 S., München.

OKRUSCH, M. (1971): Garnet-Cordierite-Biotite Equilibria in the Steinach Aureole, Bavaria. Contrib. Mineral. Petrol. 32, S. 1-23.

PECCERILLO, A.; POLI, G.; SASSI, F.P.; ZIRPOLI, G. & MEZZACASA, G. (1979): New data on the upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps.- N.Jb. Miner.Abh., 137, 2: 162-183; Stuttgart.

PFAFF, T. (1982): Die Geologie des oberen Kußpelwieser Tales (Ulten/Südtirol).- Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 64 S., München.

PLIMER, J.R. etaal. (1981): Polymetamorphic Normal-, Reverse-Zoned, and Unzoned Garnets from the Darakht-Bid Aureole, Mashad, Iran.- Tschermaks Min.Petr. Mitt. 28, S. 245-263.

PURTSCHELLER, F. & SASSI, F.P. (1975): Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps.- TMPM, 22: 175-199; Wien.

PURTSCHELLER, F. (1978): Ötztaler und Stubaier Alpen. Sammlg.Geol.Führer 53, Borntraeger, (2. Aufl.), Berlin-Stuttgart.

PUVOGEL, E. (1977): Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten des nördlichen Stilfser-Joch-Nationalparks (Provinz Bozen/Italien.- Unveröff.Dipl.-Arbeit München: 181 S.; München.

RICHTER, W. (1973): Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Metamorphiten.- Tschermaks.Min.Mitt., 19, 1-50.

ROST, F. & BRENNEIS, P. (1978): Die Ultramafitite im Bergzug südlich des Ultentals, Provinz Alto Adige (Oberitalien).- TMPM, 25: 257-286; Wien.

SASSI, F.P. & ZANETTIN, B. (1980): Schema degli eventi metamorphici e magmatici nelle Alpi Orientali.- Rendiconti Soc.It.Min.Petr. 36, 3-7.

SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G. (1980): Quadro delle conoscence sulla storia pre-alpina delle Alpi Orientali.- Rendiconti Soc.It.Min.Petr. 36, 45-48.

SASSI, F.P., ZANETTIN, B. & ZIRPOLI, G. (1980a): Quadro della storia termica alpina nelle Alpi Orientali. Rendiconti Soc.It.Min.Petr. 36, 19-33.

SASSI, F.P., BELLIENI, G., PECCERILLO, A. & POLI, G. (1981): Some constraints on geodynamic models in the Eastern Alps.- N.Jb.Geol.Paläont.Mh.

SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G. (1973): Sulla distribuzione di sillimanite nel basamento Austroalpino a sud della Finestra dei Tauri (Alpi Orientali).- Boll.Soc. Geol.It. 92, 831-839.

SASSI, F.P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G. (1974a): Aspetti dinamici dell'evento "caledoniano" nell'Austroalpino a sud della Finestra dei Tauri.- Mem.Mus. Tridento di Sci.Nat. 20, 3-32.

SASSI, F.P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G. (1974b): Some considerations on the South-Alpine basement of the Eastern Alps. - N.Jb.Geol.Paläont.Mh. 609-624.

SASSI, F.P., KRÄUTNER, H.G. & ZIRPOLI, G. (1976): Recognition of the pressure character in greenschist facies metamorphism. - Schweiz.mineral.petrogr. Mitt. 56, 427-434.

SASSI, F.P., BORSI, S., DEL MORO, A., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G. (1978): Contribution to the geodynamic interpretations in the Eastern Alps. In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (ed.): Alps, Apennines, Hellenides, 154-160, Stuttgart.

SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G. (1979): Pre-variscan acidic magmatism in the Eastern alps.- Newsletter, 1: 115-121; Padua.

SATIR, M. & MORTEANI, G. (1979): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen.- Geol.Rdsch., 68: 1-40; Stuttgart.

SCHMIDEGG, O. (1936): Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen.- Jb. Geol.B.-A., 1936: 115-149; Wien.

SCHMIDT, K.; JÄGER, E.; GRÜNENFELDER, M. & GRÖGLER, N. (1967): Rb-Sr und U-Pb Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges.- Eclogae geol. Helv., 60, 2: 529-536; Basel.

SCHÖNFELD, E.: Dipl.-Arbeit Univ. München, in Vorber.

SEIDLEIN, C. von (1982): Geologie und Tektonik der Le Mandrie und Umgebung (Val di Bresimo, Trentino, N-Italien).- Unveröff.Dipl.-Arbeit Univ. München: 147 S.; München.

SIVAPRAKASH, C. (1981): Zoned Garnets in some Scottish Dalaradian pelites; Mineral.Magazin, Vol. 44, S. 301.

SÖLLNER, F. & SCHMIDT, K. (1981): Rb/Sr- und U/Pb-Datierungen am Winnebach-Migmatit (Ötztaler Alpen, Österreich).- Fortsch.Mineral., 59, 1: 188; Stuttgart

SÖLLNER, F.; SCHMIDT, K.; BAUMANN, A. & TAUBER HANSEN, B. (1982): Zur Altersstellung des Winnebach-Migmatits im Ötztal (Ostalpen).- Verh.Geol.B.-A., 2: 95-106; Wien.

STACHE, G. (1880a): Der krystallinische Gebirgs-Abschnitt zwischen dem hinteren Ulten-Gebiet und Unter-Sulzberg, Reisebericht.- Verh.d.k.k.geol. R.-A., 1880: 249; Wien.

STACHE, G. (1880b): Die geologischen Verhältnisse des Gebirgsabschnittes im NW und SO des unteren Ultenthales in Tirol.- Verh.d.k.k.geol.R.-A., 1880: 127; Wien.

STACHE, G. (1881): Neue Daten über die Vorkomnisse von Olivingesteinen im Sulzberg-Ultenthaler Gebirgszug.- Verh.d.k.k.geol.R.-A., 1881: 296; Wien.

STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen.- Beiträge z.geol. Karte der Schweiz, Neue Folge 52: 1-272; Bern.

STÖCKERT , B. (1982): Deformation und retrograde Metamorphose im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol).- 196 S.; Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg.

STRECKEISEN, A. (1974): Classification and Nomenclature of Plutonic rocks.- Geol.Rdsch., 63/2: 773-786; Stuttgart.

STRECKEISEN, A. (1980): Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks.- Geol.Rdsch, 69/1: 194-207; Stuttgart.

SUESS, E. (1925): Das Antlitz der Erde; Bd. I: F. Tempszy, Wien - G. Freytag, Leipzig.

SYMPOSIUM (1962): Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer.- N.Jb.Miner.Mh., 7: 163-172; Stuttgart.

TESSADRI, R. (1981): Zur Metamorphose am Ostende des Schneeberger Zuges.- Unveröff. Diss., Innsbruck.

THÖNI, M. (1980): Zur Westbewegung der Ötztaler Masse - Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlinigüberschiebung.- Mitt.geol.Bergbaustud.Österreich, 26: 247-275; Wien.

THÖNI, M. (1981a): Die frühalpine Geschichte der Ostalpen.- Hochschulschwerpunkte Jahresbericht, Montanuniv. Leoben, 15, 2: 21-35; Leoben.

THÖNI, M. (1981b): Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas.- Jb.Geol.B.-A., 124/1: 111-174; Wien.

TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese.- 256 S.; Wien (Verlag F. Deuticke).

TRACY, R.J. (1976): Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts; Amer.Mineralogist, Vol. 61, S. 762-755.

TRÖGER, W.E. (1972): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.- Teil 1: Bestimmungstabellen.- Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

WERNER, C.D.-W. (1971): Metamorphite, in: Entwicklungsgeschichte der Erde, Bd. 1, S. 118-134; Verlag W. Dausien, Hanau.

WINKLER, H.G.F. (1961): Genese von Graniten und Migmatiten auf Grund neuer Experimente.- Geol.Rdsch., 51, 347-363; Stuttgart.

WINKLER, H.G.F. (1965): Die Genese der metamorphen Gesteine.- 218 S.; Berlin (Springer).

WINKLER, H.G.F. (1966): Der Prozess der Anatexis: Seine Bedeutung für die Genese der Migmatite.- TMPM, 11(3,4): 267-287; Wien.

WINKLER, H.G.F. (1976a): Temperaturen und Drucke bei der regionalen Metamorphose: Prinzipielle und praktische Hinweise.- Geol.Rdsch., 65/3: 874-885; Stuttgart.

WINKLER, H.G.F. (1976b): Petrogenesis of Metamorphic Rocks.- 334 S.; Berlin (Springer).

WOODSWORTH, G.J. (1977): Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. Can.Min., Vol. 15, S. 230-242.

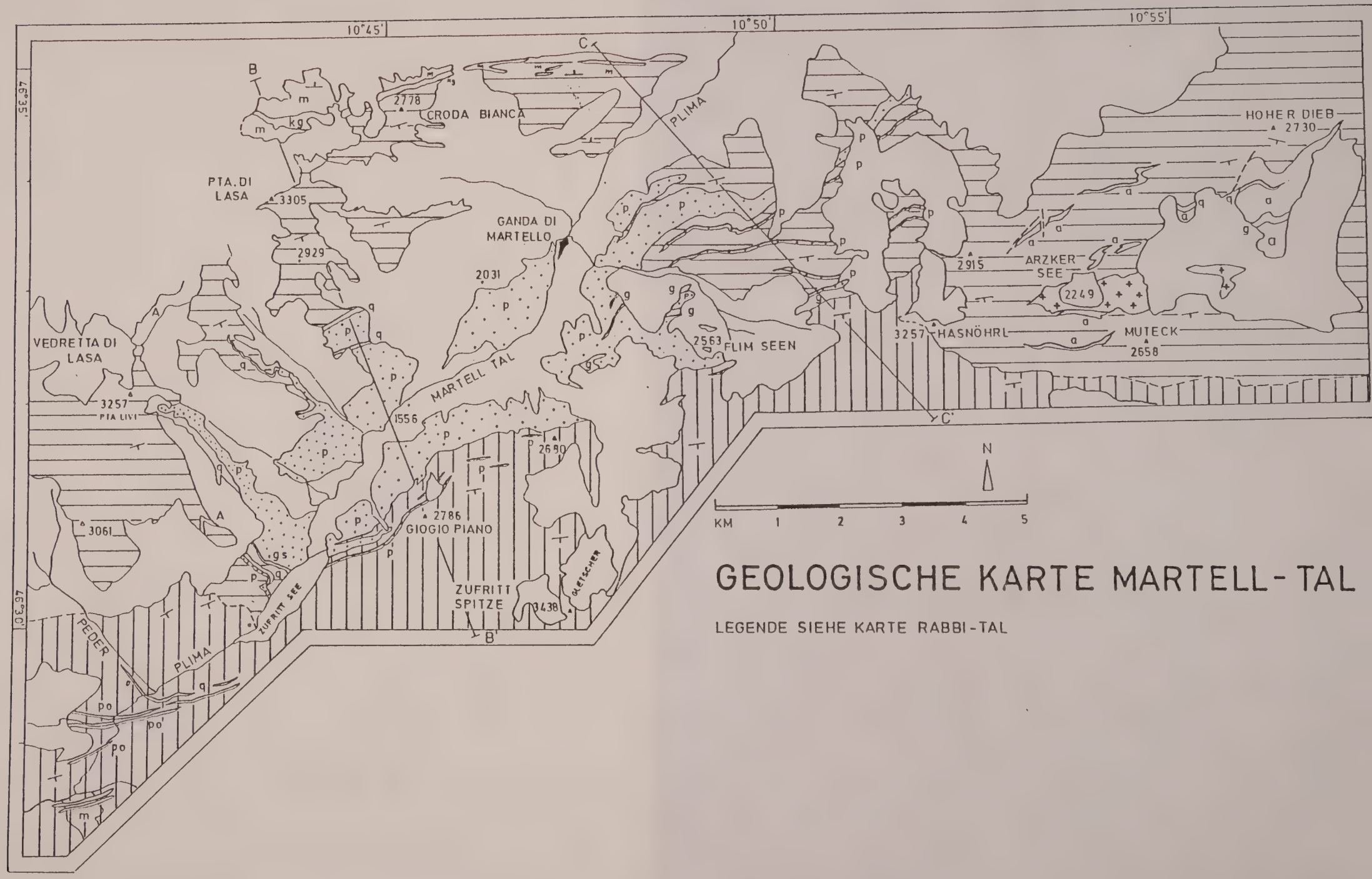
YARDLEY, B.W.D. (1977): An empirical study of diffusion in garnet. Am.Min., Vol. 62, S. 797-800.

GEOLOGISCHE KARTE RABBI - TAL

- QUARZ - PHYLLIT
- g — STAUROLITH - PARAGNEIS UND -GLIMMERSCHIEFER
- DISTHEN - PARAGNEIS UND - GLIMMERSCHIEFER
- SILLIMANIT - PARAGNEIS UND GL.
- GNEIS - MIGMATIT
- MIGMATIT
- GRANOBLASTIT
- q — QUARZIT
- m — MARMOR
- gs — GRAPHIT - SCHIEFER
- kg — KALK - GLIMMERSCHIEFER
- my — MYLONIT
- GRANIT, ORTHOGNEIS
- p — PEGMATIT
- A — AUGENGNEIS
- a — AMPHIBOLIT
- po — PORPHYROID
- an — ANDESIT
- PERIDOTIT
- STÖRUNG
- A—Á — PROFILLINIE

GESTEINE NUR AUF KARTE MARTELL - TAL

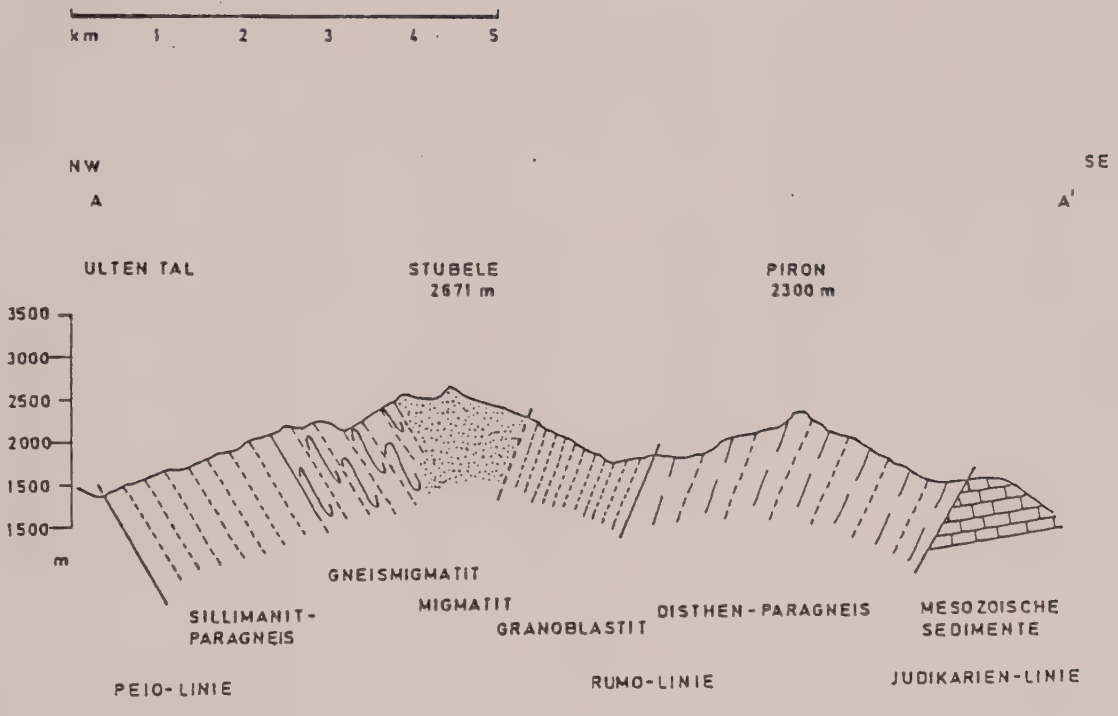
ULTEN TAL
RIO NERO
ST. NIKOLAUS
S. GERTRUDE
AUERBACH
2656 ILMENSPITZE
FAIDEN 1993
R. VALLE
M. STANGA 2644
2671 STUBELE
VAL DI CLAPA
BINAZIA
T. LAZZAZE
LANZA
PEIO - LINIE
M. PIN 2420
CASTEL PAGANO 2605
RUMO - LINIE
VAL DI BRESIMO
BAGNI DI RABBI 1220
VERDIGNANA 2938
VAL MALEDA
S. BERNARDO
CIMA D. MANDRIE 2583
JUDIKARIEN - LINIE
624 BOZZANA
VILLAR
MGA FASSA 2057
VAL CERCENA
2623
2901
C. GRANDE
PEIO - LINIE
LAGO ROTONDO
C. MEZZANA 2845
VAL DI RABBI
T. NOCE
736 MALÈ
N
KM 1 2 3 4 5
10°45' 10°50' 10°55' ö v G 11°00'
46°25'

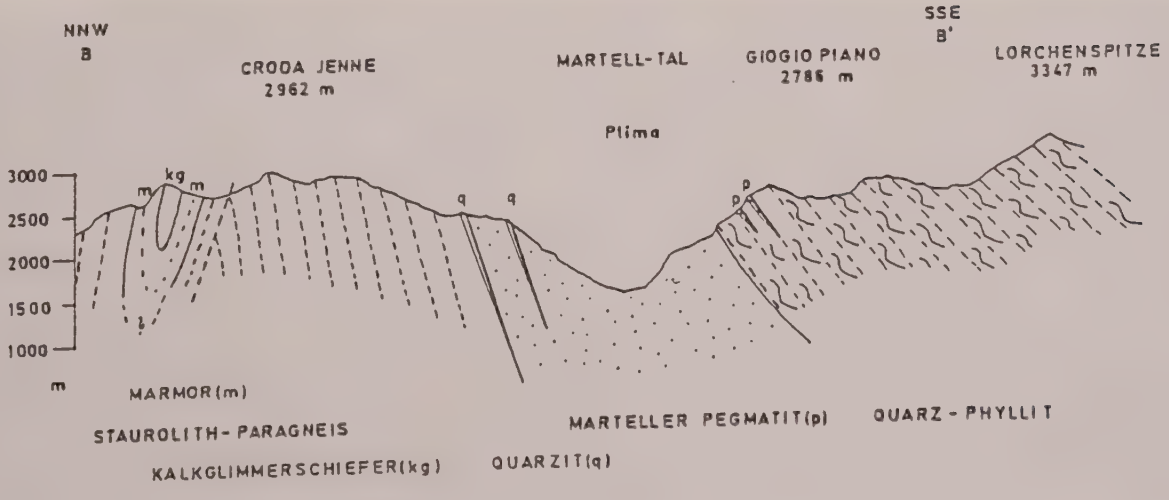


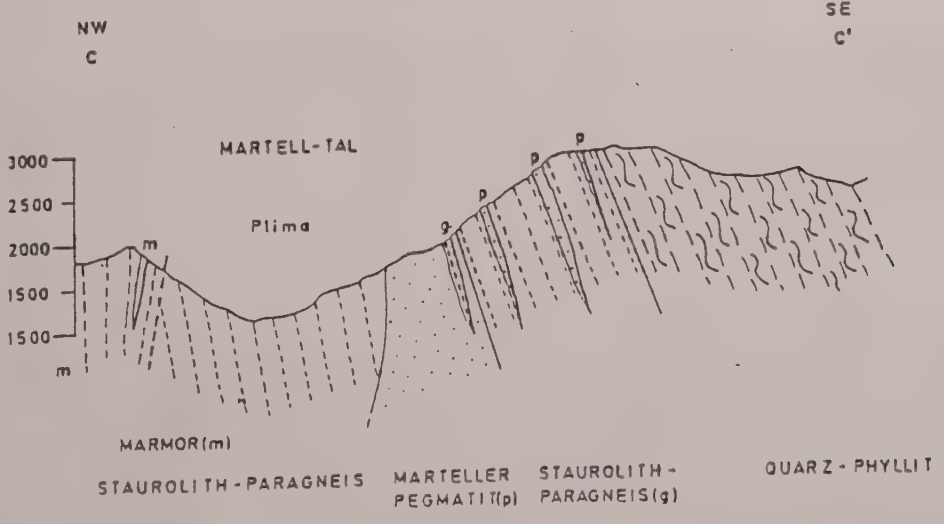
GEOLOGISCHE KARTE MARTELL-TAL

LEGENDE SIEHE KARTE RABBI-TAL

GEOLOGISCHE PROFILE







Aarau 83

LEBENSDATEN

Name:	Christian Michael Henkel	
Geburtstag:	1. 1. 1950	
Geburtsort:	Garmisch-Partenkirchen	
Eltern:	Dr. med. Klaus Henkel	
	Vera Henkel, geb. Cammisar	
Schulen:	Sept. 1956	Volksschule Partenkirchen
	Sept. 1960	Werdenfels-Gymnasium Partenkirchen
	Sept. 1971	Nymphenburg-Gymnasium München
Studium:	Okt. 1972	Beginn des Geologie/Paläontologie-studiums an der LMU München
	Mai 1979	Diplomgeologen-Hauptprüfung
	Jan. 1980	Beginn der Dissertation
	Juli 1980	Wissenschaftlicher Mitarbeiter

TOPP KOPIE
Gabelsbergerstr. 73
8000 München 2
Tel. 0 89 / 5 23 45 98